



**Luis Miguel
Igreja Aires**

**Fluxos de CO₂, H₂O e energia numa pastagem
mediterrânica C3/C4**



**Luis Miguel
Igreja Aires**

**Fluxos de CO₂, H₂O e energia numa pastagem
mediterrânica C3/C4**

dissertação apresentada à Universidade de Aveiro para cumprimento dos requisitos necessários à obtenção do grau de Doutor em Ciências Aplicadas ao Ambiente, realizada sob a orientação científica do Dr. Casimiro A. Pio, Professor Catedrático do Departamento de Ambiente e Ordenamento da Universidade de Aveiro e do Dr. João Santos Pereira, Professor Catedrático do Departamento de Eng.^a Florestal do Instituto Superior de Agronomia.

Apoio financeiro da FCT e do FSE no âmbito do III Quadro Comunitário de Apoio.

o júri

presidente

Doutor Henrique Manuel Morais Diz
Professor Catedrático da Universidade de Aveiro

Doutor Casimiro Adrião Pio
Professor Catedrático da Universidade de Aveiro

Doutor João Manuel Dias dos Santos Pereira
Professor Catedrático do Instituto Superior de Agronomia da Universidade Técnica de Lisboa

Doutor Jorge Manuel Martins Soares David
Professor Catedrático do Instituto Superior de Agronomia da Universidade Técnica de Lisboa

Doutora Maria Ermelinda Vaz Lourenço
Professora Catedrática da Universidade de Évora

Doutor Carlos Alberto Diogo Soares Borrego
Professor Catedrático da Universidade de Aveiro

Doutor Gabriel Paulo Alcântara Pita
Professor Auxiliar do Instituto Superior Técnico da Universidade Técnica de Lisboa

agradecimentos

Ao Professor Doutor Casimiro Adrião Pio, o orientador, e ao Professor Doutor João Santos Pereira, o co-orientador, pela oportunidade que me concederam em fazer este trabalho, pela confiança depositada em mim, pelo excelente acompanhamento, pelos enriquecedores ensinamentos científicos e por todo o encorajamento que me foi facultado.

Ao Departamento de Ambiente e Ordenamento da Universidade de Aveiro pelo acolhimento e material facultado para a realização deste trabalho.

À Fundação para a Ciência e a Tecnologia pela concessão de bolsa de Doutoramento (SFRH/BD/13921/2003).

Ao Eng.º Pedro Dorey por ter facultado a realização deste trabalho na pastagem da herdade do Tojal.

Ao Professor Doutor Gabriel Pita, Doutor Abel Rodrigues, Doutora Teresa David, Professor Doutor Soares David e Doutora Teresa Paço pelos excelentes debates e ensinamentos durante as reuniões do Projecto *CARBOEUROPE*.

Ao Professor Doutor Pedro Alpendre e à Eng.ª Maria de Lourdes Pinheiro, da Universidade de Évora, por todo o apoio prestado na excussão das análises do solo e disponibilização do seu laboratório para determinação de biomassa vegetal.

A todos aqueles que, de uma forma directa ou indirecta, contribuíram para a realização deste trabalho, destacando, pedindo desculpa por qualquer esquecimento, os seguintes:

- Doutor César Oliveira pelo excelente apoio durante o início deste trabalho;
- Maria de Lurdes Salgueiro e Manuela Marques por todo o apoio Laboratorial;
- Dr. João Banza por toda a colaboração prestada;
- Eng.º João Mateus por toda a colaboração prestada;
- A minha família pelo inestimável apoio e carinho;
- Todos os meus colegas e amigos do DAO e de Évora pelo apoio, disponibilidade e incessante incentivo;
- Todos os meus amigos pelas palavras de encorajamento e disponibilidade.

palavras-chave

Pastagem mediterrânica, correlação turbulenta, transferência líquida de carbono, produtividade primária bruta, respiração do ecossistema, produtividade líquida do bioma, partição de energia, evapotranspiração, seca, pastoreio.

resumo

No âmbito do projecto integrado europeu *CARBOEUROPE*, medições de fluxos de dióxido de carbono, vapor de água e energia, usando a técnica da correlação turbulenta, foram efectuadas durante dois anos hidrológicos, 2004-2005 e 2005-2006, numa pastagem mediterrânica C3/C4, no sul de Portugal. O primeiro ano foi seco, com precipitação 45% abaixo da média, e o segundo foi normal, mais húmido que o anterior, com precipitação dentro da média. O principal objectivo deste estudo foi examinar e quantificar a variação sazonal e inter-anual da transferência de vapor de água, energia e dióxido de carbono (NEE) e seus componentes, a produtividade primária bruta (GPP) e a respiração do ecossistema (R_{eco}). A variação sazonal dos fluxos de dióxido de carbono, vapor de água e energia seguiu, essencialmente, a variação sazonal da energia disponível no ecossistema (R_n), da disponibilidade de água no solo e do índice de área foliar (IAF). Verificou-se que a seguir à senescência das plantas C3, a planta C4, *Cynodon dactylon* L., se manteve presente até ao final do Verão, propiciando evapotranspiração e GPP no ecossistema. Esta planta teve um efeito positivo no NEE anual, por converter o ecossistema em sumidouro de dióxido de carbono após fortes eventos de precipitação. A disponibilidade de água no solo foi o factor determinante da variação inter-anual verificada na transferência de dióxido de carbono, vapor de água e energia. O défice de água no solo durante o ano seco limitou a produção de biomassa da parte aérea e o IAF. Como consequência, durante o pico de crescimento da vegetação, os valores máximos diários de evapotranspiração (ou fluxo de calor latente, λE), de NEE, da eficiência do uso da radiação fotossinteticamente activa incidente (EUA_{GPP}) e da eficiência do uso de água (EUA_{GPP}) foram cerca de metade dos valores medidos no ano normal. Em termos anuais, a maior parte do R_n foi consumida em fluxo de calor sensível (H), no ano seco, e em λE , no ano normal. O GPP e o NEE correlacionaram-se com a quantidade de precipitação e foram 524 e 49 g C m⁻², respectivamente, para o ano seco, e 1261 e -190 g C m⁻², para o ano normal. Portanto, o ecossistema comportou-se como fonte de carbono para a atmosfera no ano seco. Para o ano normal, avaliou-se o efeito da colheita da forragem e do pastoreio no armazenamento de carbono no ecossistema, ou precisamente, estimou-se o NBP (produtividade líquida do bioma). A avaliação mostrou que, mesmo contabilizando o carbono exportado do ecossistema devido às práticas de gestão, o ecossistema armazenou, ainda, cerca de 23 g C por metro quadrado. Neste estudo examinou-se, também, como a condutância da superfície, a evapotranspiração, o NEE, o GPP e o R_{eco} foram controlados pelos factores biofísicos mais relevantes.

keywords

Mediterranean grassland, eddy covariance, net ecosystem carbon exchange, gross primary production, ecosystem respiration, net biome production, energy partitioning, evapotranspiration, drought, grazing.

abstract

Under the CARBOEUROPE Integrated Project, eddy-covariance measurements of carbon dioxide, water vapour and energy fluxes were carried out above a Mediterranean C3/C4 grassland in southern Portugal, during two hydrological years, 2004-2005 and 2005-2006. The first year was dry, with total precipitation 45% below the long-term mean, and the second was normal, with total precipitation similar to the long-term mean. The main objective of this study was to examine and quantify the seasonal and interannual variation in water vapour, energy and carbon dioxide exchange (NEE) as well as in the major components of NEE, the gross primary production (GPP) and ecosystem respiration (R_{eco}). The seasonal variation of carbon dioxide, water vapour and energy fluxes followed, essentially, the seasonal variation in ecosystem available energy (R_n), soil water availability and leaf area index (LAI). It was verified that, after the senescence of the C3 plants, the C4 plant, *Cynodon dactylon* L., remained active until the end of the summer, propitiating evapotranspiration and GPP in the ecosystem. This plant exerted a positive effect on the annual NEE, by converting the ecosystem in a carbon dioxide sink after strong rain events. Soil water availability was the most important factor in determining the interannual variation in water vapour, energy and carbon dioxide exchange. Soil water deficit during the dry year limited the grass production and LAI. As a consequence, during the peak of vegetation growth, the maximum daily values of evapotranspiration (or latent heat flux, λE), NEE, incident light use efficiency (EUR_{GPP}) and water use efficiency (EUA_{GPP}) were approximately half of those measured in the normal year. On an annual basis, the major portion of R_n was consumed in sensible heat flux (H), in the dry year, and in λE , in the normal year. GPP and NEE correlated with the quantity of precipitation and were 524 and 49 g C m⁻², respectively, for the dry year, and 1261 and -190 g C m⁻², for the normal year. Therefore, the ecosystem was a net source of carbon to the atmosphere in the dry year. For the normal year, the effect of grass harvest and grazing on the carbon storage in the ecosystem was assessed, or specifically, the NBP (Net Biome Productivity) was estimated. Results showed that, even accounting for the carbon exported from the ecosystem by management practices, the ecosystem still stored around 23 g C per square meter. In this study, it was also examined how surface conductance, evapotranspiration, NEE, GPP and R_{eco} were controlled by the most relevant biophysical factors.

Índice

Abreviaturas e símbolos.....	iv
Lista de figuras	viii
Lista de tabelas	xii
1. Preâmbulo	1
1.1. Enquadramento científico e objectivos do estudo	1
2. Introdução	6
2.1. Transferência de energia e dióxido de carbono entre a biosfera e a atmosfera.....	6
2.1.1. O transporte turbulento de energia e massa na camada limite da atmosfera.....	6
2.1.2. O Balanço de energia num ecossistema ideal.....	11
2.1.3. O Balanço de dióxido de carbono num ecossistema	18
2.1.3.1. A fotossíntese ou produtividade primária bruta	19
2.1.3.2. A respiração do ecossistema.....	23
2.2. Aplicação da técnica da correlação turbulenta à medição de fluxos	28
2.2.1. A técnica da correlação turbulenta	28
2.2.1.1. Interpretação física das medições efectuadas pela técnica da correlação turbulenta.....	31
2.2.2. Principais correcções aplicadas aos fluxos de calor sensível, vapor de água e dióxido de carbono	33
2.2.2.1. Correcção para a atenuação das contribuições turbulentas de alta e baixa frequências.....	33
2.2.2.2. Correcção para o armazenamento de dióxido de carbono no volume de ar entre a superfície do solo e a altura de medição	34
2.2.2.3. Correcção para os efeitos advectivos	35
2.2.2.4. Correcção para a influência das flutuações da densidade do ar	38
2.2.2.5. Correcção dos fluxos de calor sensível para o efeito da humidade.....	38
3. Materiais e métodos.....	40
3.1. Caracterização da área de estudo.....	40

3.1.1. Localização.....	40
3.1.2. Meteorologia.....	41
3.1.3. Geomorfologia, geologia e solos.....	41
3.1.4. Cobertura do terreno.....	43
3.2. Medições de campo	46
3.2.1. Medição dos fluxos e das condições meteorológicas	46
3.2.1.1. Sistema de correlação turbulenta.....	48
3.2.1.2. Sistema meteorológico	53
3.2.1.3. Sistema de aquisição de dados	57
3.2.2. Medição da estrutura e biomassa da vegetação.....	59
3.3. Processamento dos dados e computação dos fluxos.....	62
3.4. Controlo da qualidade dos dados.....	65
3.4.1. Rotinas de manutenção da qualidade dos dados.....	65
3.4.2. Processo de filtragem dos dados.....	65
3.4.3. Avaliação da qualidade dos dados.....	75
3.4.3.1. Estacionaridade e características do integral de turbulência	75
3.4.3.2. Avaliação do fecho do balanço de energia	78
3.4.3.3. Análise de “footprint”.....	81
3.5. Preenchimento de falhas nas séries anuais de dados (<i>gap-filling</i>)	89
3.6. Partição do NEE em GPP e R_{eco}	93
3.7. Análise de dados.....	95
4. Resultados e discussão.....	98
4.1. Condições meteorológicas.....	98
4.2. Estrutura e biomassa da vegetação	102
4.3. Variação sazonal e inter-anual da transferência de energia e vapor de água	106
4.3.1. Variação sazonal e inter-anual dos fluxos de energia	106
4.3.2. Variação sazonal e inter-anual da evapotranspiração.....	112
4.3.3. Controlos biofísicos da condutância da superfície e evapotranspiração	117
4.3.3.1. Efeitos do conteúdo de água no solo	117
4.3.3.2. Efeitos do desenvolvimento da vegetação.....	119
4.3.3.3. Efeitos do défice de pressão de vapor do ar	120
4.4. Variação sazonal e inter-anual da transferência de dióxido de carbono	124

4.4.1. Variação sazonal e inter-anual do NEE, GPP e R_{eco}	124
4.4.2. Variação sazonal e inter-anual das eficiências do uso da água e radiação	130
4.4.3. Controlos biofísicos do NEE, GPP e R_{eco}	132
4.4.3.1. Resposta do NEE à radiação fotossintética	132
4.4.3.2. Resposta do NEE e GPP ao desenvolvimento da vegetação	135
4.4.3.3. Resposta do R_{eco} à temperatura do solo e GPP	136
4.4.3.4. Influência das práticas de gestão do ecossistema	139
5. Conclusões	146
6. Referências bibliográficas	151

Abreviaturas e símbolos

Abreviaturas

CCF	contribuição cumulativa para o fluxo total medido	%
CLA	camada limite da atmosfera	-
CLC	camada limite convectiva	-
CLE	camada limite estável	-
CR	camada residual	-
CWC	correção para o vento cruzado	-
EUA _{GPP}	eficiência do uso da água	mmol mol ⁻¹
EUR _{GPP}	eficiência do uso da radiação fotossinteticamente activa incidente	mmol mol ⁻¹
GPP	produtividade bruta do ecossistema	μmol m ⁻² s ⁻¹ ou g C m ⁻² período ⁻¹
HR	humidade relativa do ar	%
IAF	Índice de área foliar	-
IPCC	<i>Intergovernmental Panel on Climate Change</i>	-
NBP	produtividade líquida do bioma	g C m ⁻² período ⁻¹
NEE	transferência líquida de dióxido de carbono entre o ecossistema e a atmosfera, ou fluxo de dióxido de carbono	μmol m ⁻² s ⁻¹ ou g C m ⁻² período ⁻¹
NEP	produtividade líquida do ecossistema	μmol m ⁻² s ⁻¹ ou g C m ⁻² período ⁻¹
PPFD	radiação fotossinteticamente activa	μmol m ⁻² s ⁻¹
PPFDd	radiação fotossinteticamente activa difusa	μmol m ⁻² s ⁻¹
PPT	Precipitação	mm
R _{eco}	respiração do ecossistema	μmol m ⁻² s ⁻¹ ou g C m ⁻² período ⁻¹
SIU	<i>sensor input unit</i>	-

Símbolos

a	determinado escalar	-
a'	flutuação de um determinado escalar	-
\bar{a}	média de um determinado escalar	-
A	albedo	-
c	velocidade do som	m s ⁻¹
c	concentração de dióxido de carbono	mmol m ⁻³

c'	flutuação da concentração de dióxido de carbono	mmol m ⁻³
\bar{c}	concentração média de dióxido de carbono	mmol m ⁻³
C_d	capacidade calorífica de um solo mineral seco	J kg ⁻¹ K ⁻¹
C_p	capacidade calorífica do ar	J kg ⁻¹ K ⁻¹
C_s	capacidade calorífica do solo húmido	J m ⁻³ K ⁻¹
C_w	capacidade calorífica da água	J kg ⁻¹ K ⁻¹
CH ₄	metano	-
CO ₂	dióxido de carbono	-
d	deslocamento do plano zero	m
D	défice de pressão de vapor do ar	kPa
E	fluxo de vapor de água	mmol m ⁻² s ⁻¹ ou mm período ⁻¹
E_{eq}	evapotranspiração de equilíbrio	mmol m ⁻² s ⁻¹ ou mm período ⁻¹
E_p	evapotranspiração potencial	mmol m ⁻² s ⁻¹ ou mm período ⁻¹
E_0	energia de activação ou parâmetro de sensibilidade à temperatura	K
$F_{animais}$	carbono exportado do ecossistema para a biomassa animal	g C m ⁻² período ⁻¹
$F_{biomassa_colhida}$	carbono exportado do ecossistema pelo corte e remoção da forragem	g C m ⁻² período ⁻¹
F_{CH_4}	carbono exportado do ecossistema através da emissão de metano	g C m ⁻² período ⁻¹
$F_{importado}$	carbono importado para o ecossistema através de adubações	g C m ⁻² período ⁻¹
$F_{lixiviado}$	carbono exportado do ecossistema através de lixiviação	g C m ⁻² período ⁻¹
F_z	fluxo médio	-
F_{zi}	fluxo, ou transporte vertical, instantâneo	-
G	fluxo de calor no solo	W m ⁻² ou MJ m ⁻² período ⁻¹
g_a	condutância aerodinâmica	m d ⁻¹ ou m s ⁻¹
g_s	condutância da superfície	m d ⁻¹ ou m s ⁻¹ ou mmol m ⁻² s ⁻¹
H	fluxo de calor sensível	W m ⁻² ou MJ m ⁻² período ⁻¹
H ₂ O	água	-
k	constante de <i>von Kármán</i>	-
L	comprimento e <i>Monin-Obukhov</i>	m
L_i	radiação infravermelha incidente	W m ⁻²
L_t	radiação infravermelha terrestre	W m ⁻²
L^*	balanço de radiação de grande comprimento de onda	W m ⁻²
m	massa molar do ar seco	g mol ⁻¹

m_v	massa molar do vapor de água	g mol^{-1}
q'	flutuação da humidade específica do ar	g g^{-1}
Q	outras fontes ou sumidouros de energia na superfície	W m^{-2}
Q_{10}	coeficiente de sensibilidade do R_{eco} à temperatura do solo	-
r_a	resistência aerodinâmica	d m^{-1} ou s m^{-1}
r_s	resistência da superfície	d m^{-1} ou s m^{-1}
R_n	balanço de radiação ou de energia na superfície	W m^{-2}
R_{ref}	respiração do ecossistema a uma temperatura de referência	$\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$
R_s	radiação solar incidente	W m^{-2}
R_{sr}	radiação solar reflectida pela superfície	W m^{-2}
R_s^*	balanço da radiação de solar ou de pequeno comprimento de onda	W m^{-2}
S	armazenamento de CO_2 entre a superfície e altura de medição	$\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$
S_a	variação do armazenamento de energia na vegetação	W m^{-2}
T	temperatura do ar	K
T'	flutuação da temperatura do ar	K
\bar{T}	temperatura média do ar	K
T_{max}	temperatura máxima do ar	$^{\circ}\text{C}$
T_{min}	temperatura mínima do ar	$^{\circ}\text{C}$
T_{ref}	temperatura de referência	K
T_s	temperatura do solo	K
T_{sonica}	temperatura sónica	K
T'_{sonica}	flutuação da temperatura sónica	K
T_v	temperatura virtual	K
u	componente horizontal da velocidade do vento	m s^{-1}
u'	flutuação da velocidade do vento horizontal	m s^{-1}
\bar{u}	média da componente horizontal da velocidade do vento	m s^{-1}
u_*	velocidade de fricção	m s^{-1}
U	velocidade média do vento entre a superfície e a altura de observação	m s^{-1}
v	componente lateral da velocidade do vento	m s^{-1}
\bar{v}	média da componente lateral da velocidade do vento	m s^{-1}
w	componente vertical da velocidade do vento	m s^{-1}
w'	flutuação da velocidade do vento vertical	m s^{-1}
\bar{w}	média da componente vertical da velocidade do vento	m s^{-1}

x'	flutuação de uma determinada componente da velocidade do vento	m s^{-1}
\bar{x}	média de uma determinada componente da velocidade do vento	m s^{-1}
x_{max}	pico de <i>footprint</i>	m
z	altura de medição	m
z_0	comprimento de rugosidade	m
β	razão de <i>Bowen</i>	-
ρ	massa volúmica do ar seco	kg m^{-3}
ρ_b	densidade aparente do solo	kg m^{-3}
ρ_v	concentração de vapor de água	mmol m^{-3}
ρ'_v	flutuação da concentração de vapor de água	mmol m^{-3}
θ_v	conteúdo volumétrico de água no solo	$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$
λ	calor latente de vaporização da água	J kg^{-1}
λE	fluxo de calor latente	W m^{-2} ou $\text{MJ m}^{-2} \text{período}^{-1}$
γ	constante psicométrica	kPa K^{-1}
σ	desvio padrão	-
Δ	taxa de alteração da pressão de vapor de saturação com a temperatura	kPa K^{-1}
Ω	coeficiente de desacoplamento	-
τ	fluxo de momento	$\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-2}$
α	fixação de CO_2 por unidade de radiação fotossinteticamente activa recebida	-

Lista de figuras

Fig. 2-1	Estrutura vertical da camada limite da atmosfera; adaptado de Peixoto e Oort (1991).	7
Fig. 2-2	Estrutura vertical da camada limite convectiva (a) e camada limite estável (b) sobre uma superfície terrestre das latitudes médias; adaptado de Oke (1987).	8
Fig. 2-3	Esquematização do sentido da transferência de um determinado constituinte atmosférico (a) quando um pequeno turbilhão à superfície mistura ar para cima e para baixo. Em (a) apresenta-se um exemplo para o caso da concentração de a diminuir com a altura e em (b) descer com a altura. Esta figura foi adaptada de Stull (1988).	10
Fig. 2-4	Esquema ilustrativo do balanço de radiação (R_n) diurno (a) e nocturno (b), adaptado de Oke (1987).	13
Fig. 2-5	Variação típica da direcção da transferência dos componentes do balanço de energia da superfície entre o dia (a) e a noite (b) num ecossistema ideal. Esta figura foi adaptada de Stull (1988).	14
Fig. 2-6	Exemplo da partição do R_n nos seus fluxos constituintes, relativo a uma pastagem regada com 0,25 m de altura (Canadá, 49° N). Esta figura foi adaptada de Stull (1988).	17
Fig. 2-7	Padrão médio diário do fluxo medido, dos fluxos advectivos verticais e horizontais e do armazenamento de dióxido de carbono, numa floresta não uniforme. Adaptado de Marcolla et al. (2005).	37
Fig. 3-1	Localização da área de estudo.	40
Fig. 3-2	Morfologia da zona da área de estudo. A figura representa o modelo digital do terreno (3D), com 2 km de raio em volta do ponto central da área de estudo, elaborado em <i>ArcView</i> (ESRI, USA).	42
Fig. 3-3	Ligeira ondulação superficial do terreno.	42
Fig. 3-4	Mapa de zonamento.	43
Fig. 3-5	Estrada privada de acesso à herdade do Tojal.	44
Fig. 3-6	Fila de eucaliptos no sector nordeste da área de estudo.	44
Fig. 3-7	População de sobreiros no sector sul e sudoeste.	45
Fig. 3-8	Localização da estação de amostragem (ponto de amostragem).	46
Fig. 3-9	Representação esquemática do equipamento que compõe o sistema de correlação turbulenta (a), o sistema meteorológico (b) e o sistema de aquisição de dados (c). O posicionamento do equipamento não segue a ordem na qual ele foi instalado.	47
Fig. 3-10	Estação de amostragem.	48
Fig. 3-11	Exemplo de uma gaiola de exclusão de animais, instalada na área de estudo.	61
Fig. 3-12	Relação entre o NEE nocturno e a velocidade de fricção (u_*). As barras verticais	68

representam o desvio padrão.

Fig. 3-13	Exemplo de um dia (11 de Dezembro de 2004) sem interferências nas janelas ópticas do analisador. A linha vermelha representa $\sigma^2 c = 0,12 \text{ mmol}^2 \text{ m}^{-6}$.	70
Fig. 3-14	Exemplo de um dia (21 de Novembro de 2004) com condensação de vapor de água nas janelas ópticas do analisador. A linha vermelha representa $\sigma^2 c = 0,12 \text{ mmol}^2 \text{ m}^{-6}$.	71
Fig. 3-15	Exemplo de um dia (10 de Setembro de 2005) com precipitação. A linha vermelha representa $\sigma^2 c = 0,12 \text{ mmol}^2 \text{ m}^{-6}$.	72
Fig. 3-16	Regressão linear entre os fluxos turbulentos ($H + \lambda E$) e energia disponível à superfície ($R_n - G$) para o ano 2005.	79
Fig. 3-17	Relação entre a distância a montante do ponto de medição, o pico de <i>footprint</i> e a contribuição cumulativa (50, 80 e 90%) para o fluxo total medido, para cada domínio de estabilidade atmosférica. Foram usadas as medições de 30 min, de todo o estudo. As barras verticais representam o desvio padrão.	85
Fig. 3-18	Distribuição das frequências relativas das observações ou medições de 30 minutos, de todo o estudo, por classes de contribuição do fluxo da área de interesse para o fluxo total medido.	86
Fig. 3-19	Contribuição média (%) do fluxo da área de interesse para o fluxo total medido, por sector de vento. Foram usadas as observações de 30 minutos de todo o período de estudo.	87
Fig. 3-20	Contribuição média (%) do fluxo da área de interesse para o fluxo total medido, por sector de vento. Estes resultados resultaram da aplicação do modelo estocástico lagrangiano de Rannik et al. (2003), corrido na Universidade de Beirute.	88
Fig. 4-1	Variação sazonal dos valores diários de radiação solar global (R_s), temperatura máxima diária (T_{\max}) e temperatura mínima diária (T_{\min}), temperatura do solo média diária a 2, 10 e 20 cm de profundidade, humidade relativa do ar às 9:00 h da manhã, conteúdo volumétrico médio de água (θ_v) nos 0-15 e 0-30 cm do perfil do solo e precipitação total diária (PPT) durante todo o período de estudo. Estão representados os dias julianos para cada ano.	99
Fig. 4-2	Valores mensais de precipitação (PPT) para os anos hidrológicos 2004-2005 e 2005-2006. Estão também apresentados os valores médios mensais de longo termo (1951-1980).	100
Fig. 4-3	Distribuição anual das frequências da direcção do vento para os dois anos hidrológicos.	101
Fig. 4-4	Variação sazonal do índice de área foliar (IAF) das áreas pastoreada e não pastoreada (gaiolas de exclusão), biomassa da parte aérea das áreas pastoreada e não pastoreada (gaiolas de exclusão) e material morto da área pastoreada durante todo o período de estudo. As barras verticais representam o desvio padrão.	104
Fig. 4-5	Variação sazonal dos valores diários do balanço de radiação (R_n), fluxo de calor no solo (G), fluxo de calor sensível (H) e fluxo de calor latente (λE) durante todo o período de estudo.	107

Fig. 4-6	Variação sazonal e inter-anual do perfil médio diário do balanço de radiação (R_n), fluxo de calor no solo (G), fluxo de calor sensível (H) e fluxo de calor latente (λE). Mostra-se um período com vegetação relativamente curta (Janeiro, Dia 1-31), o período do pico de crescimento da vegetação (Abril, Dia 91-120) e um período onde apenas a espécie C4 esteve presente (Julho, Dia 182-212). Os valores representam médias de 30 minutos. Apenas foram usados dias limpos ou quase limpos. As barras verticais representam o desvio padrão. As horas estão em UTC.	110
Fig. 4-7	Variação sazonal dos valores diários de evapotranspiração (E), evapotranspiração potencial (E_p) e condutância de superfície (g_s) durante todo o período de estudo.	112
Fig. 4-8	Variação dos valores acumulados de precipitação (PPT) e evapotranspiração (E) para os anos hidrológicos 2004-2005 e 2005-2006.	115
Fig. 4-9	Relação entre o conteúdo volumétrico de água no solo (θ_v), média dos 15 cm do topo do solo, e a condutância da superfície (g_s) e o coeficiente de Priestley-Taylor ($\lambda E/\lambda E_{eq}$) para os anos hidrológicos 2004-2005 e 2005-2006. Os círculos negros são médias dos valores diários de g_s ou $\lambda E/\lambda E_{eq}$ para classes de 1% de θ_v . As barras verticais representam o desvio padrão. Estão também apresentados os valores diários para o período posterior ao corte da vegetação (triângulos), onde a forragem foi deixada a cobrir parcialmente o terreno, e período posterior aos fortes eventos de precipitação no final da Primavera de 2006 (círculos brancos).	117
Fig. 4-10	Relação entre a fracção evaporativa ($\lambda E/R_n$) e o índice de área foliar (IAF) para o ano hidrológico 2005-2006, quando a vegetação estava densa (IAF > 1). Os dados representam médias de 5 dias em volta de cada dia de medição do IAF. As barras verticais representam o desvio padrão.	119
Fig. 4-11	Relação entre os valores diários (média dos valores diurnos) da condutância da superfície (g_s) e a média dos valores diurnos do déficit de pressão de vapor do ar (D) para os anos hidrológicos 2004-2005 e 2005-2006. Dias com precipitação foram excluídos da análise.	120
Fig. 4-12	Relação entre os valores diários (média dos valores diurnos) da condutância da superfície (g_s) e a média dos valores diurnos do déficit de pressão de vapor do ar (D), para períodos curtos (8-10 dias) com déficit de água no solo, mas em que o conteúdo volumétrico de água no solo foi praticamente constante. Mostram-se exemplos do período de seca severa do Inverno de 2005 (Dia 62-70), do Verão de 2005 (Dia 178-187) e do Verão de 2006 (Dia 220-227).	121
Fig. 4-13	Variação sazonal dos valores diários (média dos valores diurnos) do coeficiente de desacoplamento durante todo o período de estudo.	122
Fig. 4-14	Variação sazonal e inter-anual do perfil diurno da condutância da superfície (g_s) e coeficiente de desacoplamento. A figura mostra dias limpos ou quase limpos para períodos com vegetação curta e evapotranspiração baixa (Dia 30, 2005 e Dia 38, 2006), períodos próximos do pico máximo de IAF e evapotranspiração (Dia 97, 2005 e Dia 103, 2006) e períodos de Verão, onde apenas a espécie C4 de estação quente esteve presente (Dia 213, 2005 e Dia 212, 2006).	123
Fig. 4-15	Variação sazonal dos valores diários da transferência líquida de carbono entre o ecossistema e atmosfera (NEE), produtividade primária bruta (GPP) e respiração do ecossistema (R_{eco}) durante todo o período de estudo. A figura mostra também a variação dos valores acumulados de NEE, GPP e R_{eco} para os anos hidrológicos 2004-2005 e 2005-2006.	124

Fig. 4-16	Variação sazonal da eficiência do uso da água (EUA_{GPP}) e eficiência do uso da radiação fotossinteticamente activa incidente (EUR_{GPP}) durante todo o período de estudo. Os dados representam médias de cinco dias. As barras verticais representam o desvio padrão.	130
Fig. 4-17	Variação sazonal e inter-anual das curvas de resposta à radiação fotossintética (PPFD). A figura mostra diferentes períodos de crescimento dos anos hidrológicos 2004-2005 e 2005-2006. As curvas foram ajustadas usando a Eq. 3-28, excepto para os seguintes períodos, onde foi usada a função polinomial quadrática: Dia 70-79, 2005; Dia 120-128, 2005; Dia 180-190, 2005 and Dia 130-140, 2006. Os coeficientes de regressão são apresentados na Tabela 4-7.	133
Fig. 4-18	Relação entre o índice de área foliar (IAF) e os valores diários da transferência líquida de carbono entre o ecossistema e atmosfera (NEE) e a produtividade primária bruta (GPP) para todo o período de estudo. Foram apenas usados dados de dias limpos ou pouco nublados.	135
Fig. 4-19	Relação entre o fluxo nocturno de dióxido de carbono ($NEE_{nocturno}$) e a temperatura do solo a 2cm de profundidade para os anos hidrológicos 2004-2005 e 2005-2006. A figura mostra diferentes períodos de crescimento, onde o conteúdo de água no solo e o índice de área foliar foram constantes. As curvas foram ajustadas usando a Eq. 3-29, cujos coeficientes de regressão são apresentados na Tabela 4-8.	137
Fig. 4-20	Relação entre os valores diários da produtividade primária bruta (GPP) e respiração do ecossistema (R_{eco}). O gráfico da esquerda apresenta os dados da estação de crescimento das espécies C3. O gráfico da direita apresenta os dados do Verão de 2005 (círculos brancos) e Verão de 2006 (círculos pretos), onde apenas a espécie C4 de estação quente esteve presente. Dias com precipitação foram excluídos da análise.	138
Fig. 4-21	Os efeitos do pastoreio no perfil diário do fluxo de dióxido de carbono (NEE). A figura mostra um dia antes (Dia 347) e o dia seguinte (Dia 350) de um evento de pastagem no dia 349 de 2005, onde a radiação fotossintética e a direcção do vento foram similares.	140
Fig. 4-22	Os efeitos do pastoreio nas curvas de resposta à radiação fotossintética. Os dados do gráfico do topo representam cinco dias antes e cinco dias depois do evento de pastagem no dia 349 de 2005. As curvas foram ajustadas usando a Eq. 3-28. A figura mostra também a direcção do vento durante todo o período de análise.	141

Lista de tabelas

Tabela 3-1	Equipamento usado no sistema meteorológico	53
Tabela 3-2	Conjunto de filtros que foi aplicado à série de dados de H , E e NEE. O “sim” significa que o filtro foi aplicado; os critérios apresentados representam as condições para exclusão de um determinado fluxo	66
Tabela 3-3	Percentagem de dados perdidos/rejeitados após aplicação do sistema de filtragem (ver Tabela 3-2), para os anos hidrológicos 2004/2005 e 2005/2006	74
Tabela 3-4	Classes de qualidade dos fluxos	77
Tabela 3-5	Percentagem total de dados perdidos/rejeitados após avaliação da qualidade dos fluxos medidos, para os anos hidrológicos 2004/2005 e 2005/2006	78
Tabela 4-1	Direcção do vento predominante em cada mês de ambos os anos hidrológicos	101
Tabela 4-2	Composição florística da pastagem no pico de crescimento do ano hidrológico 2004-2005	102
Tabela 4-3	Composição florística da pastagem no pico de crescimento do ano hidrológico 2005-2006	102
Tabela 4-4	Comparação dos principais parâmetros meteorológicos e biometeorológicos para os diferentes períodos de crescimento dos dois anos hidrológicos. Pré-crescimento: período entre 1 de Outubro e 31 de Dezembro; Crescimento: período entre 1 de Janeiro e o fim da senescência das espécies C3 (12 de Março, Dia 132); Seco: restante período até 30 de Setembro	108
Tabela 4-5	Média (10:00 – 15:00h) dos componentes de partição (fluxo de calor no solo (G), fluxo de calor sensível (H) e fluxo de calor latente (λE)) do balanço de radiação (R_n), índice de área foliar (IAF) máximo e média do conteúdo volumétrico de água nos 15 cm do topo solo (θ_v) para os períodos seleccionados na Fig. 4-6	112
Tabela 4-6	Relação entre a precipitação (PPT), a média do conteúdo volumétrico de água nos 15 cm do topo do solo (θ_v), a produtividade primária bruta (GPP), a respiração do ecossistema (R_{eco}) e a transferência líquida de carbono entre o ecossistema e atmosfera (NEE) para os diferentes períodos de crescimento dos anos hidrológicos 2004-2005 e 2005-2006	128
Tabela 4-7	Índice de área foliar (IAF), média do conteúdo volumétrico de água nos 15 cm do topo do solo (θ_v), temperatura média do ar e coeficientes de regressão, descritos na Eq. 3-28, para os períodos seleccionados na Fig. 4-17	134
Tabela 4-8	Média do conteúdo volumétrico de água nos 15 cm do topo do solo (θ_v), coeficientes de regressão descritos na Eq. 3-29 e Q_{10} (Eq. 3-30) para os períodos seleccionados na Fig. 4-19	138

1. Preâmbulo

1.1. Enquadramento científico e objectivos do estudo

O dióxido de carbono é o gás que mais contribui para o efeito de estufa e, portanto, para o aquecimento global. Desde o fim da era pré industrial a concentração de dióxido de carbono na atmosfera tem vindo a aumentar a um ritmo sem precedentes, como resultado das actividades humanas. Segundo o recente relatório do IPCC (Solomon et al., 2007), a concentração de dióxido de carbono na atmosfera subiu de cerca de 280 ppm, em 1750, para os 379 ppm, em 2005. Só durante a última década (1995-2005), a taxa de crescimento da concentração de dióxido de carbono foi de 1,9 ppm por ano, contra 1,4 ppm por ano para o período de 1960-2005. Estima-se que, desde 1750, dois terços das emissões antropogénicas de dióxido de carbono tiveram origem na queima de combustíveis fósseis, devendo-se a restante percentagem às alterações do uso do solo. As estimativas indicam, também, que cerca de 45% desse dióxido de carbono emitido tem permanecido na atmosfera, 30% foi recuperado pelos oceanos e o restante pela biosfera terrestre. Isto sugere, tal como estimativas anteriores, que a biosfera terrestre tem um papel importante na desaceleração das alterações climáticas de origem antropogénica. Daí que, tem havido um crescente interesse da comunidade política, científica e da população em geral, sobre o balanço terrestre de dióxido de carbono. Várias perguntas têm ressaltado: Quanto dióxido de carbono está a ser efectivamente sequestrado pelos ecossistemas terrestres? Onde estão as fontes e os sumidouros de dióxido de carbono? Como varia o balanço de dióxido de carbono de ano para ano e quais os factores que controlam essa variação? Quais são as influências das alterações climáticas e da gestão dos ecossistemas no balanço de dióxido de carbono? Como é que as alterações do uso do solo influenciam o balanço de dióxido de carbono?

Na tentativa de responder a algumas dessas perguntas, no início da década de 90 muitos estudos proliferaram por todo o mundo, embora de uma forma pontual e anárquica. Apesar de terem melhorado o nosso conhecimento sobre a transferência de dióxido de carbono entre a atmosfera e um vasto leque de ecossistemas, rapidamente se reconheceu a sua limitação temporal e espacial, nomeadamente quando se pretendia usar os dados obtidos em estimativas de larga escala. Por outro lado, estes estudos recorriam a uma

multiplicidade de técnicas e metodologias que dificultavam a inter-comparação de resultados. Cientes disso, a comunidade científica optou por criar redes continentais, com locais de estudo cobrindo vários tipos de ecossistemas, climas e gestão, que providenciassem bases de dados harmonizadas e consistentes capazes de permitir desenvolver, melhorar e validar modelos essenciais às estimativas globais do balanço terrestre de dióxido de carbono. Nesse contexto foi, por exemplo, estabelecida a rede americana (*Ameriflux*) e asiática (*Asiaflux*) em 1996 e 1999, respectivamente. Seguidamente, em 2000, foi estabelecida a rede europeia, *CarboEurope* (projecto *CarboEurope-IP*), que emergiu a partir de um grupo de locais de estudo estabelecidos no âmbito de projectos europeus preexistentes. Esta rede, desde então, expandiu-se, consolidou-se e, actualmente, dela fazem parte 67 locais geridos por institutos contratados de 17 Países europeus, e 30 locais geridos por parceiros associados. Este projecto tem como objectivo estratégico entender e quantificar o balanço terrestre de carbono do continente europeu e a associada incerteza de escala local, regional e continental. Para o efeito, o projecto está organizado em quatro componentes de diferentes profundidades e objectivos. A primeira componente (Ecossistemas) abrange as medições a nível dos ecossistemas; a segunda (Atmosfera) inclui as medições atmosféricas de alta precisão à escala continental; a terceira (Experiência Regional) engloba as experiências regionais envolvidas em reduzir as incertezas de escala e a quarta (Integração Continental) é responsável por unir os vários conjuntos de dados numa avaliação compreensiva do balanço de carbono na Europa.

Presentemente, existem três parceiros portugueses do projecto *Carboeurope*, a Universidade Técnica de Lisboa (UTL), o Instituto superior de Agronomia (ISA) e a Universidade de Aveiro (UA), todos eles integrados na primeira componente. Esta componente tem como objectivos medir os fluxos de dióxido de carbono, vapor de água e energia em ecossistemas representativos da Europa; partir o fluxo líquido de dióxido de carbono nas suas partes constituintes; quantificar os efeitos da gestão dos ecossistemas na transferência de dióxido de carbono, CH₄ e N₂O e providenciar os dados básicos para a modelação do balanço de carbono desde a escala local até à escala regional e continental. Dos ecossistemas portugueses seleccionados, todos eles do tipo mediterrânico, fazem parte um eucaliptal (Espirra, Pegões), um montado alentejano (Mitra, Évora) e uma pastagem

mediterrânica semi-natural (Monte do Tojal, Évora), geridos pela UTL, ISA e UA, respectivamente.

O Presente estudo baseia-se nas medições contínuas de fluxos de dióxido de carbono, vapor de água e energia efectuadas na pastagem mediterrânica semi-natural. As pastagens e os prados têm um papel importante na transferência de dióxido de carbono, vapor de água e energia porque ocupam cerca de um terço das áreas de vegetação natural (Adams et al., 1990). Numa escala global, estima-se que as pastagens e os prados contribuam com cerca de 23% para o armazenamento anual de dióxido de carbono na biosfera (Goudriaan, 1995). Este valor, substancialmente elevado, resulta da larga quantidade de matéria orgânica que os prados e pastagens conseguem manter nos solos, devido à combinação de uma grande proporção de biomassa abaixo da superfície com uma taxa de decaimento a matéria orgânica do solo relativamente baixa. Contudo, os prados e as pastagens têm sido os ecossistemas menos estudados, e como são frequentemente submetidos uma larga variedade de práticas de gestão, as estimativas do seu potencial de captura global podem ter elevadas incertezas. Devido a isso, os cientistas acreditam que parte do potencial de captura de dióxido de carbono dos ecossistemas terrestres, de origem desconhecida, pode estar associado a estes ecossistemas. Portanto, o seu estudo tem especial relevância.

Em Portugal, os prados e as pastagens ocupam cerca de 15% do território, e estão largamente distribuídas no sul, onde o clima mediterrânico predomina. As pastagens mediterrânicas são tipicamente dominadas por plantas C3 que crescem durante a estação húmida do ano. Usualmente o seu ciclo de vida é terminado no início da estação seca (Verão). Em condições mediterrânicas, apenas Xu e Baldocchi (2004) efectuaram medições de longo termo da transferência de dióxido de carbono numa pastagem na Califórnia, composta por uma comunidade de plantas C3. Medições de longo termo da transferência de vapor de água e energia foram também, apenas, realizadas nessa pastagem (Baldocchi et al., 2004). Contudo, em algumas situações, essas comunidades de plantas C3 são invadidas por plantas C4 de estação quente, não nativas. Apesar disso poder, talvez, tornar-se mais comum no futuro com Invernos mais amenos, devido ao aquecimento global, não existe informação de como uma mistura C3/C4 de plantas influencia a transferência de dióxido de carbono, vapor de água e energia nestas pastagens mediterrânicas, especialmente no Verão quando as espécies C4 permanecem activas.

Recentemente, em Portugal, tem sido verificada uma larga variação inter-anual da quantidade e padrão de distribuição da precipitação (Miranda et al., 2002). Isto tem repercussões a nível das pastagens e prados, e a nível dos ecossistemas em geral, uma vez que o padrão de distribuição da precipitação, a extensão da estação seca e o regime dos eventos de precipitação determinam a disponibilidade de água, a composição florística e a produtividade (Schwinning e Ehleringer, 2001). Além disso, vários estudos realizados em pastagens, ou prados, têm permitido verificar que a variação inter-anual da quantidade de precipitação leva a alterações significativas no balanço anual de dióxido de carbono (Meyers, 2001; Sims e Bradford, 2001; Flanagan et al., 2002; Suyker et al., 2003; Hunt et al., 2004; Nagy et al., 2007), podendo os ecossistemas perder dióxido de carbono para a atmosfera em anos secos. Os cenários climáticos para as regiões mediterrânicas, e em especial para Portugal, apontam para uma subida da temperatura média do ar e para secas cada vez mais frequentes e prolongadas (Miranda et al., 2002). Por isso, entender como a variabilidade climática, em particular as reduções da quantidade de precipitação e desvios na sua distribuição, afecta a transferência de dióxido de carbono, vapor de água e energia em pastagens mediterrânicas, pode ser valioso, não só para se melhorar o conhecimento sobre os mecanismos que controlam essa transferência, mas também para antecipar possíveis impactos dos cenários climáticos previstos e fornecer aos modeladores uma melhor base para aperfeiçoarem e validarem os seus modelos.

Neste estudo, reportam-se medições de fluxos de dióxido de carbono, vapor de água e energia durante dois anos hidrológicos climatologicamente contrastantes, um ano seco (2004-2005) e um ano normal (2005-2006). O ano hidrológico, isto é, o período de Outubro a Setembro do ano seguinte, corresponde aproximadamente ao ciclo anual da vegetação de uma pastagem mediterrânica. O ano hidrológico 2004-2005 estendeu-se do dia juliano 275 de 2004 até ao dia 273 de 2005, e o ano hidrológico 2005-2006 do dia 274 de 2005 até ao dia 273 de 2006. Os principais objectivos deste estudo foram: (1) examinar e quantificar a variação sazonal e inter-anual da transferência de energia e vapor de água entre a pastagem e a atmosfera; (2) examinar e quantificar a variação sazonal e inter-anual da transferência líquida de carbono entre a pastagem e a atmosfera (NEE) e dos seus principais componentes, a produtividade primária bruta (GPP) e a respiração do ecossistema (R_{eco}); (3) examinar a variação sazonal e inter-anual da eficiência do uso da

radiação e uso da água; (4) avaliar a resposta da condutância da superfície, vapor de água, NEE, GPP e R_{eco} às alterações dos factores biofísicos mais relevantes.

2. Introdução

2.1. Transferência de energia e dióxido de carbono entre a biosfera e a atmosfera

2.1.1. O transporte turbulento de energia e massa na camada limite da atmosfera

A atmosfera é a camada de ar acima da superfície terrestre, composta por uma mistura de gases retidos pela gravidade da terra (Peixoto e Oort, 1991). Na vertical, a atmosfera pode ser dividida em várias camadas que diferem na composição, temperatura, estabilidade e energia. As principais camadas, numa perspectiva ascendente, são a troposfera, a estratosfera, a mesosfera e a termosfera, separadas por partições conceptuais chamadas de pausas. A troposfera é a camada mais importante do ponto de vista da transferência de energia e massa entre a superfície terrestre e a atmosfera, pelo seu contacto com a superfície. Apesar de a troposfera se estender a cerca de 11 km de altura, os processos de transferência na superfície apenas modificam directamente a sua camada mais baixa (100-3000 m), chamada de camada limite da atmosfera (CLA). Esta camada é particularmente caracterizada por um espectro de movimentos essencialmente de pequena escala (turbulência), com duração de décimos de segundo a vários minutos (Oke, 1987), responsáveis pela transferência, ou transporte, de energia e massa entre a superfície e a atmosfera, como mais adiante discutido.

A camada limite da atmosfera pode ser idealizada como composta por duas camadas, a camada superficial e a camada exterior (ou de *Ekman*), de acordo com a influência da rotação do planeta terra (Fig. 2-1). A camada exterior estende-se normalmente a uma altura a variar dos 500 aos 1000 m, ou mais, onde o escoamento atmosférico é influenciado não só pela rugosidade da superfície e pelo gradiente de temperatura, mas também pela rotação da terra (Kaimal e Finnigan, 1994). A camada superficial estende-se a uma altura a variar dos 50 aos 100 m, onde o escoamento atmosférico é influenciado pela rugosidade da superfície e pelo gradiente de temperatura, sendo insensível à rotação da terra. Nesta camada podem ainda ser individualizadas duas camadas, a camada turbulenta (ou de *Prandtl*) e a camada laminar. A camada turbulenta é caracterizada por turbulência de pequena escala totalmente desenvolvida, criando uma mistura praticamente homogénea

dos constituintes atmosféricos. Nesta camada, a variação vertical do transporte vertical, ou fluxo, de energia ou massa é inferior a 10%. Por isso, é usualmente chamada de camada de fluxo constante (Oke, 1987; Peixoto e Oort, 1991). A camada laminar consiste numa camada onde o escoamento atmosférico adquire um padrão laminar e o transporte vertical de energia e massa é efectuado por difusão molecular. A sua espessura é de apenas alguns milímetros, ou menos, variando de acordo com a velocidade do vento e a rugosidade da superfície.

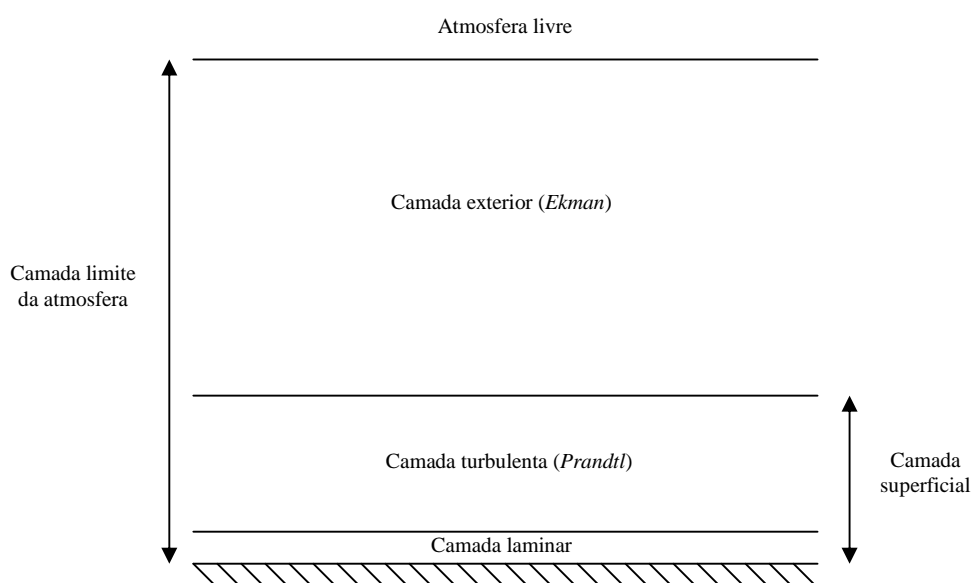


Fig. 2-1. Estrutura vertical da camada limite da atmosfera; adaptado de Peixoto e Oort (1991).

A altura da camada limite da atmosfera varia em função da intensidade da turbulência gerada à superfície (Oke, 1987). A turbulência, definida como um conjunto de turbilhões de vários tamanhos sobrepostos uns nos outros, pode ter origem mecânica e térmica (Stull, 1988). A turbulência mecânica resulta, essencialmente, da fricção do ar com a superfície terrestre e, é dependente da velocidade do vento e da rugosidade da superfície. A turbulência térmica é gerada pelo aquecimento da superfície em resposta à radiação solar e tem, de um modo geral, um poder de mistura da atmosfera superior à turbulência mecânica. Devido ao ciclo diário da radiação solar, a turbulência de origem térmica está ausente durante os períodos nocturnos. Isto significa que durante esses períodos a intensidade da turbulência é substancialmente reduzida, assim como a eficiência da mistura

da atmosfera. Portanto, o aquecimento e o arrefecimento da superfície terrestre, inerente ao ciclo diário da radiação, controlam não só a altura da camada limite da atmosfera, mas também a sua estrutura vertical devido aos seus efeitos sobre a estabilidade atmosférica. Por isso, a camada limite da atmosfera exibe dois estados completamente distintos, um característico dos períodos diurnos e outro dos períodos noturnos. Nos períodos diurnos e noturnos a camada limite da atmosfera passa a ter a designação de camada limite convectiva (CLC) e camada limite estável (CLE), respectivamente. Na Fig. 2-2 apresentam-se exemplos da CLC e CLE sobre uma superfície terrestre das latitudes médias.

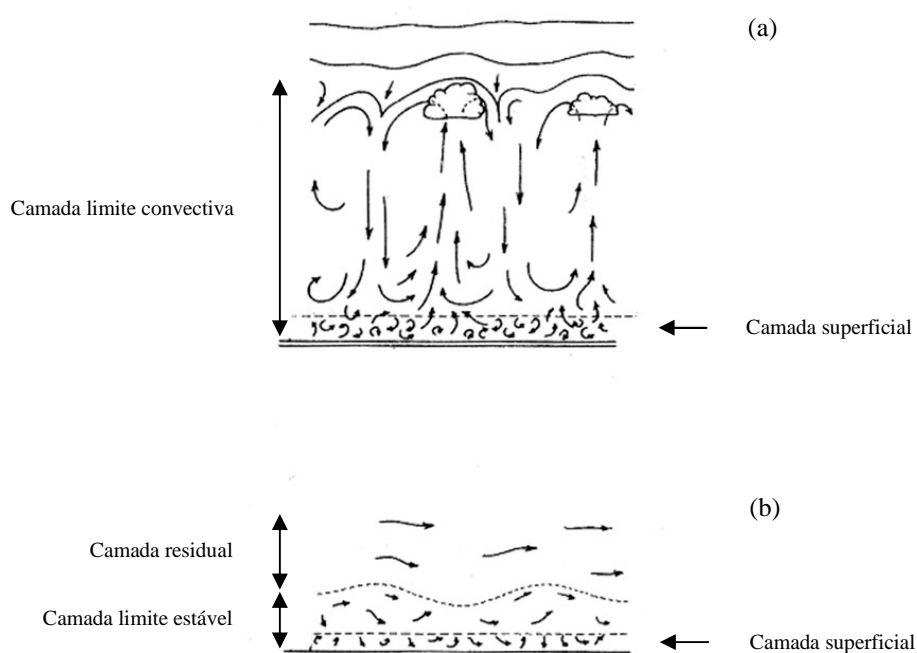


Fig. 2-2. Estrutura vertical da camada limite convectiva (a) e camada limite estável (b) sobre uma superfície terrestre das latitudes médias; adaptado de Oke (1987).

Com o nascer do sol a CLC é impulsionada em altura como consequência da convecção térmica (turbulência) inerente ao aquecimento da superfície terrestre, podendo atingir alturas de cerca de 2-3 km durante a tarde (Garratt, 1992). Durante este processo, a camada de inversão térmica que permanecia durante a noite é elevada para o topo da CLC, actuando como uma cobertura das células convectivas. O transporte de energia e massa na CLC é regido por um largo espectro de turbilhões com diferentes tamanhos e frequências. À superfície, os turbilhões gerados têm normalmente um tamanho reduzido e elevada

frequência. À medida que vão subindo, os turbilhões contactam uns com os outros, resultando em turbilhões de maior dimensão e menor frequência. Alguns deles podem atingir o tamanho da altura da CLC, nomeadamente as células convectivas anteriormente referidas (Stull, 1988). No entanto, enquanto junto à superfície terrestre a turbulência mecânica domina normalmente o transporte vertical de energia e massa, em alturas mais elevadas a turbulência térmica adquire maior importância (Oke, 1987).

Com o aproximar da noite, a camada de ar junto à superfície arrefece (arrefecimento radiativo) mais do que as camadas superiores, criando uma inversão térmica que pode atingir os 50-100 m de altura, ou um pouco mais. O topo da camada de inversão térmica define a altura da CLE. A inversão térmica tende a reduzir o domínio da turbulência (Oke, 1987), a qual é caracterizada por pequenos turbilhões de origem mecânica, apenas. Por isso, a eficiência da mistura da atmosfera durante a noite é substancialmente reduzida, implicando uma diminuição da eficiência do transporte de energia e massa entre a superfície terrestre e a atmosfera. Na Fig. 2-2b mostra-se também a camada residual (CR), que consiste numa camada de ar, com condições neutras, resultante do decaimento da CLC.

Pelo que tem vindo a ser discutido, fica claramente patente que uma das características mais proeminentes da camada limite da atmosfera é a presença de turbulência em toda a sua estrutura vertical, conferindo ao escoamento atmosférico um padrão turbulento. Enquanto que o escoamento médio, ou vento médio, é responsável pelo rápido transporte de energia e massa na horizontal (Stull, 1988), a turbulência governa o transporte vertical. Portanto, uma vez que é conhecido o processo responsável pelo transporte, ou transferência, de energia e massa entre a superfície terrestre e a atmosfera, parece importante, agora, entender-se como pode ser este descrito fisicamente.

A turbulência pode ser representada pela flutuação de uma determinada componente da velocidade do vento (x') em relação à sua média (\bar{x}) (Stull, 1988). Num determinado período de tempo, a flutuação de uma componente pode ser entendida como o desvio instantâneo em relação à média ($x' = x - \bar{x}$). A velocidade do vento é caracterizada pela componente horizontal (u), lateral (v) e vertical (w). Aquela que importa em termos de transporte vertical é a componente w . Considerando, por exemplo, um pequeno turbilhão junto à superfície terrestre a misturar o ar, num determinado período de tempo, uma porção

de ar que sobe (w' positivo) é balanceada por outra que desce (w' negativo) tomando a sua posição. Isto significa que, \bar{w}' é igual a zero e, portanto, não existe transporte líquido de massa de ar. Não obstante, essas porções de ar transportam consigo energia (temperatura) e massa (vapor de água, dióxido de carbono, etc.) proporcionando a sua mistura na atmosfera. Por isso, esses parâmetros atmosféricos podem ser, também, analisados pela sua flutuação em relação à sua média, num determinado período de tempo. O que determina o sentido do transporte de cada constituinte ou propriedade escalar da atmosfera é, então, o seu gradiente vertical na camada de atmosfera junto à superfície. Para o caso, por exemplo, da concentração de um determinado constituinte atmosférico (a) decrescer com a altitude, a porção de ar que desce (w' negativo) traz associada uma concentração baixa (a' negativo) e a porção de ar que sobe (w' positivo) leva associada uma concentração alta (a' positivo). Passado um determinado período de tempo, o resultado é a transferência líquida desse constituinte da superfície terrestre para a atmosfera (fluxo ascendente, Fig. 2-3a), o que significa que a superfície terrestre está a funcionar como fonte.

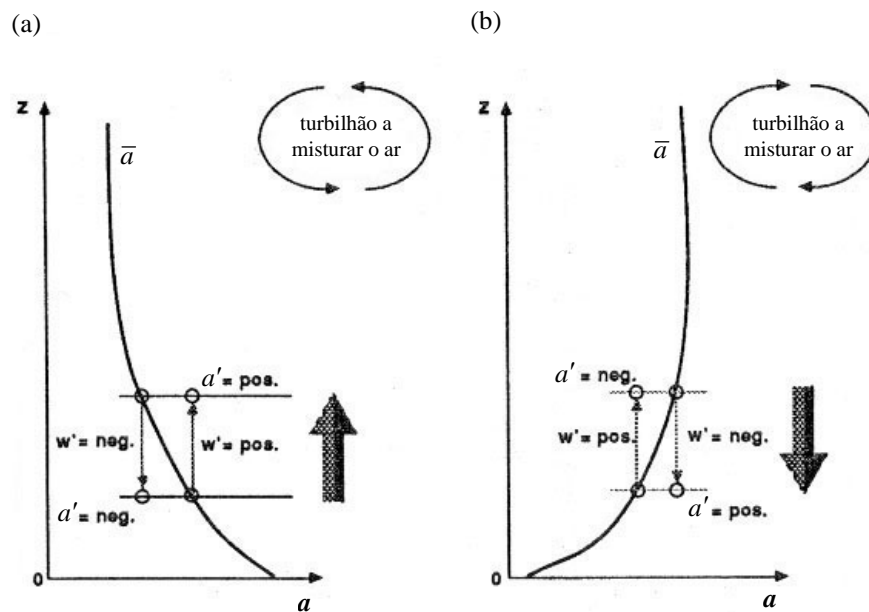


Fig. 2-3. Esquematização do sentido da transferência de um determinado constituinte atmosférico (a) quando um pequeno turbilhão à superfície mistura ar para cima e para baixo. Em (a) apresenta-se um exemplo para o caso da concentração de a diminuir com a altura e em (b) descer com a altura. Esta figura foi adaptada de Stull (1988).

Pelo contrário, se a concentração desse constituinte aumentar com a altitude, a sua transferência líquida dá-se no sentido da superfície (fluxo descendente, Fig. 2-3b), significando que esta está a actuar como sumidouro. Resumindo, o sentido do transporte turbulento de um determinado parâmetro é governado pelo seu gradiente vertical na atmosfera, o qual é, por sua vez, estritamente dependente da actuação da superfície terrestre como fonte ou sumidouro para esse parâmetro. Daqui se depreende, que estudar o transporte vertical de energia e massa na atmosfera é estudar a capacidade que a superfície terrestre tem em capturar ou emitir energia e massa (no caso de constituintes não reactivos na atmosfera). Contudo, apesar do transporte de energia e massa se efectuar em toda a camada limite da atmosfera, este tipo de analogia apenas é válido para a camada superficial, onde, como referido anteriormente, o transporte vertical (ou fluxo) de energia e massa é constante em altitude. Portanto, esta camada é de vital importância a nível micrometeorológico, onde as técnicas micrometeorológicas de medição de fluxos de energia e massa podem ser aplicadas.

2.1.2. O Balanço de energia num ecossistema ideal

O balanço de energia na superfície terrestre é, de um modo geral, influenciado pela vegetação e pode modelar não só o clima local, mas também o regional e global (Raupach, 1998; Zeng e Neelin, 2000).

O balanço de energia numa superfície com vegetação resulta do balanço de radiação (R_n), o qual pode ser descrito da seguinte forma:

$$R_n = R_s^* + L^* \quad (2-1)$$

onde R_s^* é balanço da radiação de solar, ou de pequeno comprimento de onda, na superfície, e L^* o balanço de radiação de grande comprimento de onda na superfície. No topo da atmosfera a radiação de pequeno comprimento de onda, proveniente do sol (R_s), atinge cerca de 1367 W m^{-2} , mas pode variar anualmente com a variação da distância entre o planeta terra e o sol (Garratt, 1992). Contudo, a radiação solar que atinge a superfície terrestre é relativamente mais baixa devido à sua dispersão, absorção e reflexão pelas moléculas, nuvens e partículas da atmosfera. Uma vez atingida a superfície terrestre, parte

da radiação solar, constituída pela componente directa e difusa, é reflectida pela superfície (R_{sr}). A radiação reflectida é dependente da intensidade de R_s e também do albedo da superfície (A). No que respeita a superfícies com vegetação, o A pode variar de 0,16 a 0,25, em pastagens e prados, e de 0,05 a 0,20, em florestas (Oke, 1987). O R_s^* pode ser, então, dado pela seguinte expressão:

$$R_s^* = R_s - R_{sr} \quad (2-2)$$

As temperaturas da superfície terrestre e da atmosfera são muito mais baixas do que a temperatura do sol e, portanto, a radiação da superfície terrestre e da atmosfera é de grande comprimento de onda, confinada à região infravermelha do espectro electromagnético (Garratt, 1992). A radiação infravermelha incidente (L_i), emitida pela atmosfera e pelas nuvens, depende do perfil vertical da temperatura, das nuvens e da distribuição vertical dos gases absorventes de radiação infravermelha (Peixoto e Oort, 1991). A radiação infravermelha terrestre (L_t), emitida pela superfície terrestre, é governada pela temperatura e pela emissividade da superfície de acordo com a lei de *Stefan-Boltzmann* (Oke, 1987). A diferença entre a radiação infravermelha incidente e terrestre define, então, o L^* :

$$L^* = L_i - L_t \quad (2-3)$$

Usualmente, o L^* é negativo devido ao facto da superfície terrestre ter uma temperatura e emissividade superiores às da atmosfera. Porém, o L^* é normalmente de pequena magnitude. As maiores magnitudes são obtidas quando a superfície está consideravelmente mais quente do que o ar (Oke, 1987).

Um vez definidos o R_s^* e o L^* , o balanço de radiação numa superfície com vegetação pode ser reescrito da seguinte forma:

$$R_n = (R_s - R_{sr}) + (L_i - L_t) \quad (2-4)$$

Durante o dia, o R_n é positivo uma vez que as componentes de radiação incidentes são superiores às componentes emitidas (Fig. 2-4a). Isto significa que existe um excedente de energia radiativa na superfície, ou que a superfície está a receber energia. Durante a noite,

o R_n é determinado apenas pelo balanço de radiação de grande comprimento de onda. Como referido anteriormente, o L^* é sempre negativo e de baixa magnitude e, portanto, o R_n também o é durante a noite (Fig. 2-4b). Isto significa que a superfície tem défice de energia radiativa ou, de outra forma, que a superfície está a perder energia.

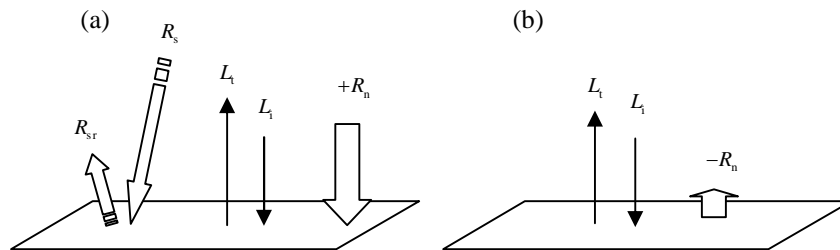


Fig. 2-4. Esquema ilustrativo do balanço de radiação (R_n) diurno (a) e nocturno (b), adaptado de Oke (1987).

A energia radiativa disponível na superfície terrestre é usada em todos os processos da superfície; portanto é transformada obedecendo ao princípio da conservação de energia da primeira lei da termodinâmica. A conservação de energia requer que o balanço de radiação seja equivalente a todos os sumidouros e fontes de energia de uma superfície com vegetação (Wilson et al., 2002):

$$R_n = H + \lambda E + G + S_a + Q \quad (2-5)$$

onde H é o fluxo de calor sensível, λE o fluxo de calor latente, G o fluxo de calor no solo, S_a a variação do armazenamento de energia no coberto vegetal ou copado e Q outras fontes ou sumidouros de energia (ex. fotossíntese). Numa superfície ideal, ou ecossistema ideal, nomeadamente uma superfície plana e homogénea sem vegetação ou com vegetação curta (Oke, 1987), como os prados e as pastagens, o S_a e o Q são pequenos e, devido a isso, podem ser desprezados. Portanto, para um ecossistema ideal, a Eq. 2-5 pode ser apresentada da seguinte forma:

$$R_n = H + \lambda E + G \quad (2-6)$$

O fluxo de calor sensível (H) representa a energia ou calor transferido pela turbulência atmosférica entre a superfície e a atmosfera devido à diferença de temperatura entre elas. Contudo, nos primeiros milímetros acima da superfície, o calor é transferido por condução molecular (Peixoto e Oort, 1991). Portanto, o gradiente vertical da temperatura do ar determina não só magnitude de H , mas também a sua direcção. Durante o dia, a superfície está consideravelmente mais quente do que a camada de ar acima, resultando numa transferência de calor da superfície para a atmosfera (H positivo, Fig. 2-5a). Durante a noite, a superfície arrefece mais do que a camada de ar acima e, então, o calor é transferido da atmosfera para a superfície (H negativo, Fig. 2-5b). A convenção de sinais usada é aplicada a qualquer componente do balanço de energia da superfície. Um fluxo positivo representa a transferência de energia da superfície para a atmosfera ou interior do solo, e um fluxo negativo representa exactamente o contrário.

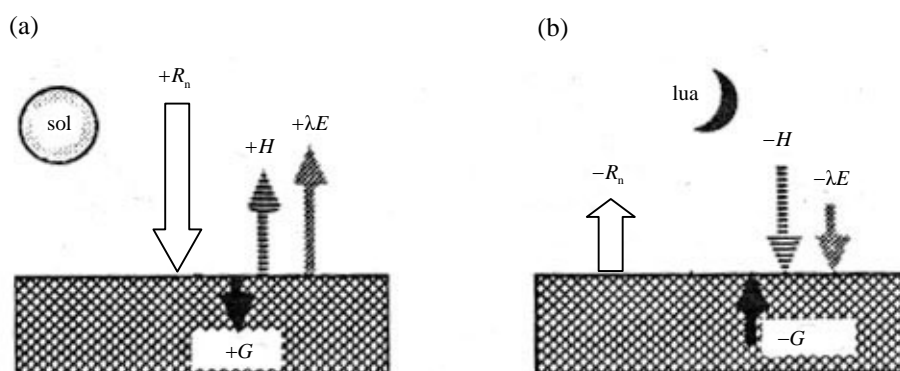


Fig. 2-5. Variação típica da direcção da transferência dos componentes do balanço de energia da superfície entre o dia (a) e a noite (b) num ecossistema ideal. Esta figura foi adaptada de Stull (1988).

O fluxo de calor no solo (G) é o resultado da transferência de calor no solo por condução térmica. A transferência depende do gradiente de temperatura no solo, o qual é, por sua vez, dependente da radiação solar que atinge a superfície do solo, do tipo de solo e do conteúdo de água no solo (Garratt, 1992). Como durante o dia a radiação solar aquece a superfície do solo, esta encontra-se relativamente mais quente do que as camadas de solo mais profundas e, devido a isso, o calor é transferido para o interior do solo (G positivo, Fig. 2-5a). À noite, acontece precisamente o contrário. A superfície do solo arrefece mais

do que as camadas subjacentes, resultando numa transferência de calor do interior do solo para a superfície do solo (G negativo, Fig. 2-5b).

O fluxo de calor latente (λE) resulta da evapotranspiração (E) da água do ecossistema. A água para passar do estado líquido ao estado gasoso necessita de energia (λ , calor latente de vaporização da água) e, portanto, o λE pode ser entendido como a quantidade de energia ou calor fornecido à água durante o processo de evapotranspiração. As moléculas de água no estado gasoso são transportadas na atmosfera por convecção, ou turbulência atmosférica, e levam consigo o calor ou a energia armazenada (essa energia é de novo libertada durante o processo de condensação que leva à formação das nuvens). Esta situação ocorre durante o dia (λE positivo, Fig. 2-5a). Durante a noite, a superfície está mais fria do que a camada de ar envolvente, levando, normalmente, à condensação do vapor de água (λE negativo, Fig. 2-5a) e à consequente libertação de energia na superfície. Contudo, o λE nocturno tem, por norma, uma magnitude reduzida e insignificante.

A quantidade de calor ou energia transportada depende da quantidade de água que é evapotranspirada, a qual, por sua vez, depende da capacidade do ecossistema e da atmosfera em trocar água. Por conseguinte, parece importante entender como é controlada a evapotranspiração num ecossistema. Segundo Monteith (1965) a evapotranspiração é dependente da energia disponível no ecossistema, do défice de pressão de vapor do ar, da taxa de alteração da pressão de vapor de saturação com a temperatura, da condutância da superfície e da condutância aerodinâmica. Numa superfície, com vegetação a cobrir totalmente o solo, a condutância da superfície é determinada pela condutância da camada limite laminar (Jones, 1992), pela condutância estomática e, em algumas situações, também pela da água da chuva intersectada (e.g. Valente et al., 1997; David et al., 2006). Nestas condições, a evaporação de água do solo é muito baixa, sendo a evapotranspiração o resultado, essencialmente, da transpiração foliar.

A transpiração decorre da saída do vapor de água das folhas no sentido da diferença de pressão de vapor entre o interior da folha (húmido) e o ar (mais seco). Muito tem sido discutido sobre o grau e modo como a abertura dos estomas, ou a condutância estomática, controla a transpiração ou é controlada pelas taxas de transpiração (Jarvis e Morrison, 1981). Estes autores concluem que a transpiração é mais controlada pela condutância

estomática, do que o contrário. De um modo geral, a condutância estomática e a transpiração tendem a aumentar com o aumento de energia disponível na superfície. O aumento do déficit de pressão de vapor do ar tende a aumentar a transpiração, mas em muitas espécies de plantas, tende a diminuir a condutância estomática (Jarvis e Morrison, 1981). Contudo, estas respostas são, acima de tudo, afectadas pela disponibilidade de água no solo e, portanto, no interior das plantas (potencial hídrico). Em condições de déficit de água no solo, os estomas são normalmente forçados a fechar quando o potencial evaporativo é elevado (energia disponível e déficit de pressão de vapor do ar elevados), reduzindo a transpiração (e.g. Jarvis e Morrison, 1981; Kelliher et al., 1993; Goulden, 1996). Portanto, como facilmente se pode entender, a disponibilidade de água no ecossistema tem um papel importante em governar as taxas de transpiração. Adicionalmente, o tipo de vegetação, a sua densidade e a variação sazonal do seu estado vegetativo são também factores relevantes no controlo da transpiração.

O R_n varia sazonalmente em resposta à variação sazonal da radiação solar, mas também de acordo com a variação sazonal da humidade do solo e estado e quantidade de vegetação, por influenciarem o albedo e a temperatura do solo (esta influencia o balanço de radiação de grande comprimento de onda). O albedo de um ecossistema tende a diminuir com o aumento do índice de área foliar, mas também com o aumento do conteúdo de água no solo (e.g. Wang et al., 2005a). A influência da humidade do solo sobre o albedo pode ser particularmente grande em períodos com vegetação curta e pouco densa. Portanto, a diminuição do albedo leva a um inequívoco aumento do R_n .

A partição do excesso ou déficit de R_n em H , λE e G é governada pela natureza da superfície e pela relativa capacidade do solo e da atmosfera em transportar calor ou energia (Oke, 1987). Por conseguinte, a variação sazonal do conteúdo de água no solo e crescimento da vegetação, como observado por exemplo em pastagens mediterrânicas, determina largamente a partição do R_n . Em pastagens, em períodos com abundância de água no solo e vegetação densa, o λE consome normalmente a maior porção do R_n durante o dia (Fig. 2-6). Portanto, nestas questões de partilha de energia parece evidente que o G e o H têm menor importância sempre que a água é abundante. Contrariamente, quando o conteúdo de água no solo é baixo, espera-se que o H domine a partição de energia durante

o dia (Oke, 1987). De um modo geral, o G tem o papel mais reduzido na partição de energia durante o dia. Contudo, pode ser relevante em períodos secos, sem vegetação ou vegetação relativamente baixa e pouco densa. Fracções de G/R_n a variar de 0,3 a 0,5 têm sido reportadas para solos sem vegetação, húmidos e secos, respectivamente (Idso et al., 1975). Em terrenos cobertos por vegetação, a fracção G/R_n pode variar de 0,1 a 0,3, ou um pouco mais, com a redução da altura e densidade da vegetação (Kustas e Daughtry, 1990). Parece importante entender que uma vegetação densa limita a radiação solar que chega ao solo, impedindo-o de atingir temperaturas mais elevadas e, devido a isso, o gradiente de temperatura no solo é atenuado, limitando a magnitude de G . Por sua vez, se o solo nessas condições aquece menos, a diferença de temperatura entre o solo e atmosfera pode, talvez também, ser reduzida, limitando também a magnitude de H . Durante a noite, a magnitude dos fluxos de energia é baixa, sendo o R_n partido essencialmente em G e H (Fig. 2-6). Contudo, o R_n é geralmente negativo, representando um défice de energia na superfície, o qual é colmatado, então, pelos fluxos negativos de G e H . De uma outra forma, a energia é transportada do interior do solo e das camadas de ar acima do solo para a superfície do ecossistema, como anteriormente discutido.

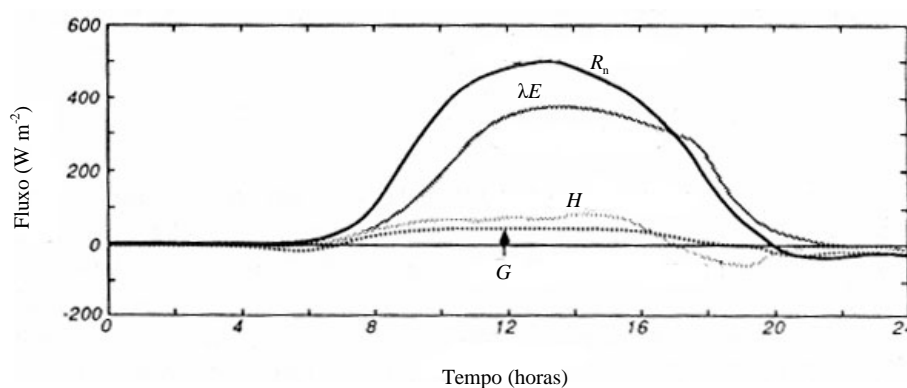


Fig. 2-6. Exemplo da partição do R_n nos seus fluxos constituintes, relativo a uma pastagem regada com 0,25 m de altura (Canadá, 49° N). Esta figura foi adaptada de Stull (1988).

A magnitude de G não difere, normalmente, muito entre o dia e a noite e, por isso, quando somado diariamente, o G é relativamente baixo, próximo de zero. O mesmo acontece com o H diário durante o Inverno, nas latitudes médias. Contudo, no Verão, a magnitude

diurna de H é substancialmente superior à dos períodos nocturnos, e os dias são mais longos, pelo que o H diário apresenta normalmente valores superiores. Quanto ao λE , os valores diários são o resultado do λE diurno, uma vez que o λE nocturno é insignificante.

2.1.3. O Balanço de dióxido de carbono num ecossistema

Como discutido no ponto 2.1.1, o sentido do transporte vertical de um determinado parâmetro entre um ecossistema e a atmosfera é regido pela capacidade que o ecossistema tem em agir como fonte ou sumidouro desse parâmetro. Adicionalmente, a quantidade transportada é, por sua vez, determinada pelo poder de fonte ou sumidouro que o ecossistema tem relativamente a esse parâmetro. Para o caso do dióxido de carbono, o sentido e a magnitude do seu transporte são regidos pela acção de dois processos amplamente conhecidos a nível do ecossistema, a fotossíntese, ou a produtividade primária bruta do ecossistema (GPP; *Gross Primary Production*), e a respiração do ecossistema (R_{eco} ; *Ecosystem Respiration*), os quais actuam como sumidouro e fonte de dióxido de carbono, respectivamente. O balanço entre estes dois processos é designado por produtividade líquida do ecossistema (NEP; *Net ecosystem Productivity*) ou balanço de dióxido de carbono no ecossistema (e.g. Apps, 1995):

$$NEP = GPP - R_{eco} \quad (2-7)$$

Se o NEP for positivo significa que o GPP é superior ao R_{eco} e, portanto, o ecossistema actua como sumidouro de dióxido de carbono, e se for negativo significa que actua como fonte. Todavia, em termos de transferência de dióxido de carbono entre um ecossistema e a atmosfera, o NEP é normalmente substituído pelo NEE (*Net ecosystem Exchange*), transferência líquida de dióxido de carbono entre o ecossistema e a atmosfera, de valor absoluto igual ao do NEP mas de sinal contrário:

$$NEE = -NEP = R_{eco} - GPP \quad (2-8)$$

O facto de o NEE ter o sinal contrário do NEP resulta de que o NEE é baseado numa perspectiva atmosférica, isto é, se a atmosfera está a perder ou ganhar dióxido de carbono. Portanto, um NEE negativo, por exemplo, significa que a atmosfera está a perder dióxido

de carbono para o ecossistema. Esta convenção segue, particularmente, o crescente interesse sobre o papel dos ecossistemas em regular o dióxido de carbono na atmosfera. Apesar do NEE ter as suas unidades expressas em $\text{g CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ período}^{-1}$, ele é geralmente apresentado em $\text{g C m}^{-2} \text{ período}^{-1}$. Neste caso, fala-se em transferência de carbono e não em transferência de dióxido de carbono.

Uma vez conhecidos os dois processos que determinam o balanço de dióxido de carbono num ecossistema e, portanto, a transferência de dióxido de carbono entre o ecossistema e a atmosfera, passa-se a seguir a apresentar a sua descrição, sobretudo dos factores que os controlam.

2.1.3.1. A fotossíntese ou produtividade primária bruta

A fotossíntese é o processo físico-químico pelo qual as plantas usam energia solar para sintetizar os seus compostos orgânicos. Este processo, que ocorre nos cloroplastos, consiste basicamente na remoção de CO_2 da atmosfera (o qual é usado para a planta “fabricar” os seus hidratos de carbono, na presença de água) e na libertação de oxigénio para a atmosfera. Para a síntese de uma molécula de hidrato de carbono as plantas necessitam de remover seis moléculas de CO_2 da atmosfera (Preiss, 1994).

Na maioria das plantas, o CO_2 é fixado na primeira etapa do ciclo de *Benson-Calvin*, a carboxilação, na sua reacção com o bifosfato de ribulose, resultando em dois compostos estáveis de 3 carbonos (3-P-glicerato) (Brown, 1994; Leegood, 1996). A enzima que cataliza esta reacção é a rubisco. Os dois 3-P-glicerato são, mais tarde, combinados para formar os hidratos de carbono. Como os compostos iniciais da fixação do CO_2 têm 3 carbonos, a fotossíntese é designada por C3 e as plantas que a realizam são, normalmente, chamadas de plantas C3. A rubisco é uma enzima que, além de ter afinidade para o CO_2 , tem afinidade para o O_2 . A sua afinidade para o CO_2 diminui com o aumento da temperatura (Wingler et al., 2000). Por outro lado, em condições de défice de água nas plantas, os estomas tendem a fechar, levando à diminuição da proporção de CO_2/O_2 nos espaços intercelulares das folhas. Nestas condições, uma grande parte do bifosfato de ribulose pode ser oxigenada. Essa reacção para além de produzir uma única molécula de 3-P-glicerato, origina também uma molécula que é tóxica para a planta, 2-fosfoglicolato, a qual tem de ser removida pelo processo chamando de fotorrespiração (Ogren, 1994;

Leegood, 1996; Wingler et al., 2000). Este processo de remoção custa energia à planta e leva à libertação de CO₂. Portanto, pode ser visto como um processo que reduz a capacidade de fixação do CO₂ nas plantas C3.

Algumas plantas, vivendo em climas quentes e relativamente secos, evoluíram no sentido de evitar as perdas de energia e carbono pela fotorrespiração desenvolvendo como característica genética, uma compartimentação da actividade fotossintética em que um passo preliminar ao ciclo de *Benson-Calvin* permite anular o efeito do O₂ na rubisco. O CO₂ é primeiramente fixado nas células do mesófilo, por uma reacção que o incorpora em moléculas de ácidos orgânicos de 4 carbonos como o oxaloacetato (Brown, 1994). Por isso, esta fotossíntese tem a designação de C4 e as plantas que a realizam são conhecidas como plantas C4. O oxaloacetato é ainda convertido em malato ou aspartato, conforme as espécies. Posteriormente, estas moléculas são transportadas para as células da bainha dos feixes vasculares, que também contêm cloroplastos. Nestes, estas moléculas são descarboxiladas, disponibilizando o CO₂ para o ciclo de *Benson-Calvin* mas numa situação de elevada concentração de CO₂ evitando a fotorrespiração. A partir daqui, o processo é o mesmo da fotossíntese C3.

A fotossíntese C3 e C4 são os dois tipos de fotossíntese comuns nas latitudes médias. O seu conhecimento é imperioso para se entender como varia a capacidade das plantas C3 e C4 em fixar dióxido de carbono. De um modo geral, o mecanismo de isolamento do O₂ da rubisco permite às plantas C4 assimilar mais CO₂ do que as plantas C3, principalmente em condições de temperaturas mais elevadas, onde a fotorrespiração das plantas C3 é favorecida (Leegood, 1996). A fixação de CO₂ por unidade de radiação fotossinteticamente activa recebida (α , $\mu\text{mol } \mu\text{mol}^{-1}$), nas plantas C4, é praticamente constante (aprox. 0,054) a diferentes temperaturas, intensidades de radiação e concentração de CO₂. Já nas plantas C3, o α varia largamente em função da temperatura do ar (devido aos seus efeitos sobre fotorrespiração). A uma temperatura de 15 °C, o α das plantas C3 pode rondar os 0,07, mas a temperaturas mais elevadas (40 °C) pode descer aos 0,04 (Leegood, 1996). Isto demonstra, claramente, que as plantas C3 têm vantagem a temperaturas mais baixas e as C4 a temperaturas mais altas. De facto, a distribuição das espécies C3 e C4 é muito influenciada pelas temperaturas do ar, existindo predominância de espécies C4 em ambientes com temperaturas diurnas superiores a 30 °C (Ehleringer et al., 1997). Este facto

é coadjuvado pela superior eficiência do uso da água das plantas C4 (Edwards et al., 1985). Normalmente, em muitas regiões, temperaturas elevadas estão associadas a défice de água no solo e, portanto, a superior eficiência do uso da água constitui uma vantagem competitiva das plantas C4.

Os estomas são as estruturas existentes nas folhas das plantas que permitem a passagem do CO₂ da atmosfera para o interior da planta. Simultaneamente permitem a saída de vapor de água para a atmosfera. Portanto, a condutância estomática tem um papel determinante no controlo da transferência de CO₂ (Mansfield, 1985). A radiação fotossinteticamente activa tem sido vista como um factor importante em regular o ciclo diário da abertura dos estomas. Tanto a condutância estomática como a fotossíntese tendem a aumentar com o aumento da radiação fotossinteticamente activa (Jarvis e Morrison, 1981; Mansfield, 1985). Contudo, estas respostas podem ser alteradas conforme as condições presentes; por exemplo o estado hídrico das folhas e o de défice de pressão de vapor do ar, como a seguir se discute.

O défice de pressão de vapor do ar é um factor ambiental importante no controlo da fotossíntese. O aumento do défice de pressão de vapor do ar leva geralmente a uma redução da condutância estomática (Losch e Tenhunen, 1981; Kappen et al., 1994). Como a fotossíntese não responde directamente ao défice de pressão de vapor do ar, o seu controlo é essencialmente governado pelo efeito deste parâmetro sobre a condutância estomática (Jarvis e Morrison, 1981).

O estado hídrico das folhas é, provavelmente, um dos factores mais importantes no controlo da fotossíntese. Um baixo potencial hídrico pode resultar da falta de água no solo e/ou elevadas taxas de evapotranspiração. Apesar da fotossíntese poder ser directamente reduzida perante potenciais de água nas folhas baixos, a sua redução parece ser mais um resultado do fecho parcial, ou total, dos estomas nessas condições (Jarvis e Morrison, 1981).

Em muitas espécies, a condutância estomática é influenciada pela concentração de CO₂ no interior das folhas, sendo significativamente diminuída aquando de elevadas concentrações de CO₂ no interior das folhas (Mansfield, 1985). De outra forma, a condutância estomática aumenta com a redução da concentração de CO₂ dentro das folhas. A fotossíntese tende a

reduzir a concentração de CO₂ no interior das folhas, podendo, por isso, ser entendida como controladora da condutância estomática. De facto, apesar desta ser uma questão que ainda suscita muita discussão, tem sido especulado que a fotossíntese controla a condutância estomática por alterar as concentrações de CO₂ no interior das folhas (Jarvis e Morrison, 1981).

A concentração de azoto nas folhas parece ter também um papel relevante na determinação das taxas fotossintéticas. Tem sido discutido que a assimilação máxima de dióxido de carbono aumenta com o aumento da concentração de azoto nas folhas, na maior parte das plantas (Schulze e Stitt 1995; Schulze, 2006).

Como consequência da actividade foliar do coberto vegetal ou copado, a condutância estomática e a fotossíntese são fortemente dependentes do índice de área foliar (Schulze, 2006). Quanto maior for o índice de área foliar, maior será a condutância estomática e a fotossíntese, ou a assimilação de dióxido de carbono. Neste contexto, os valores de α , anteriormente discutidos, podem ser substancialmente mais baixos em ecossistemas com índice de área foliar baixo, quando avaliados em relação à radiação incidente. Isto deve-se, essencialmente, ao facto de uma grande parte da radiação fotossinteticamente activa, incidente na superfície, não ser absorvida pelas folhas. Para dar um exemplo, numa pastagem semiárida (C3), na Mongólia, com um índice de área foliar baixo ($< 0,6$) (Li et al., 2005), o α nunca atingiu valores superiores a 0,0075; valores muito baixos relativamente aos valores apresentados anteriormente, respectivos à produtividade ao nível das folhas das plantas C3. A orientação das folhas pode, também, influenciar a absorção da radiação e, portanto, o α (Ehleringer et al., 1997).

O índice de área foliar apresenta, normalmente, uma variação sazonal na maior parte dos ecossistemas, pelo que é esperada uma assimilação de dióxido de carbono superior, ou GPP superior, nos períodos com maior índice de área foliar. A produção de biomassa da parte aérea nos ecossistemas pode variar de ano para ano, de acordo com a variação da quantidade de precipitação. Para o caso dos prados e pastagens, a maior produção de biomassa da parte aérea ocorre em anos húmidos (Sims e Singh, 1978; Webb et al., 1978; Paruelo et al., 1999; Knapp e Smith, 2001; Flanagan et al., 2002). Isto sugere que o índice de área foliar também é superior em anos húmidos e, portanto, nesses anos o GPP tende a ser superior.

2.1.3.2. A respiração do ecossistema

A respiração do ecossistema é vista, conceptualmente, como a transferência de dióxido de carbono dos organismos vivos de um ecossistema para a atmosfera. O dióxido de carbono é um dos produtos da respiração celular, processo pelo qual as plantas e os organismos heterotróficos (aeróbios e/ou anaeróbios) metabolizam os compostos orgânicos para a obtenção de energia. Desta forma, pode-se idealizar a respiração do ecossistema como o somatório da respiração autotrófica (plantas) e heterotrófica (animais e outros organismos). As plantas usam como fonte de energia os compostos orgânicos (substrato), nomeadamente hidratos de carbono, que elas próprias “fabricam” durante o processo de fotossíntese (Bryce e Thornton, 1996). A energia gerada durante a respiração celular é usada, basicamente, na manutenção da biomassa da planta, síntese de nova biomassa e transporte de iões (van der Werf, 1996). Pelo outro lado, os seres heterotróficos recorrem a substratos externos, nomeadamente a matéria orgânica existente no ecossistema, como fonte de carbono e energia (Verburg et al., 1995). Por conseguinte, além da libertação de dióxido de carbono, a matéria orgânica é decomposta, ou mineralizada, libertando nutrientes para o solo (Ugolini e Spaltenstein, 1992; Verburg et al., 1995).

Dos organismos heterotróficos que se encontram, geralmente, num ecossistema, destacam-se as bactérias, actinomicetas, fungos, protozoários, nemátodos, micro-artópodos, anelídeos, macro-artrópodos e animais. As actividades destes diversos grupos de organismos estão interligadas entre si e com as condições prevalecentes em cada momento (Botelho da Costa, 1995). Na decomposição da matéria orgânica, tanto das partes aéreas das plantas (Bell, 1974) como dos resíduos existentes no solo (Dickinson, 1974; Waid, 1974; Williams e Gray, 1974), as bactérias e os fungos são os organismos mais importantes. Contudo, os organismos maiores têm um papel determinante em triturar os resíduos de maiores dimensões, melhorando a disponibilidade de substrato para as bactérias e fungos (Verburg et al., 1995). Por outro lado, são os agentes envolvidos na incorporação de matéria orgânica no solo (Botelho da Costa, 1995), onde geralmente a decomposição e, por conseguinte, a produção de dióxido de carbono é superior.

Uma forma de se estudar a respiração do ecossistema é dividi-la em respiração acima do solo e respiração do solo. A respiração acima do solo compreende a respiração autotrófica da parte aérea das plantas e a respiração heterotrófica de todos os organismos existentes

acima do solo. A respiração da parte aérea das plantas inclui também o dióxido de carbono perdido para a atmosfera devido à fotorrespiração, no caso das plantas C3. A disponibilidade de substrato, ou de hidratos de carbono produzidos durante a fotossíntese, tem sido vista como o principal controlador das taxas de respiração das plantas (Amthor, 1994; Rees, 1994). Por isso, os controlos da fotossíntese, anteriormente discutidos, podem ser entendidos como controlos indirectos da respiração celular das plantas.

Acima do solo, os organismos heterotróficos existentes podem consistir em pequenos animais, grandes animais (no caso dos ecossistemas pastoreados) e num conjunto de macro e microrganismos. Os pequenos animais existentes à superfície podem, talvez, não contribuir muito para a respiração do ecossistema. Contudo, os grandes animais, podem exercer uma influência significativa na respiração do ecossistema, não só pela sua respiração, mas porque alteram a composição e estrutura da vegetação (Bremer et al., 1998; Lécain et al., 2000).

Os macro e microrganismos existentes acima do solo colonizam, essencialmente, as plantas, e podem estar envolvidos na decomposição de parte da biomassa das plantas (Bell, 1974). A sua contribuição para a respiração do ecossistema pode também não ser muito significativa, pois quando comparados com os organismos existentes no solo estão em claro menor número. A sua presença nas plantas depende muito do tipo de planta, dos exsudados das folhas, mas também de factores ambientais, tais como a humidade e a temperatura do ar (Bell, 1974).

A respiração do solo é a maior componente da respiração do ecossistema, e pode ser definida como a soma da respiração das raízes com a respiração dos organismos existentes no solo e a libertação de CO₂ durante a pedogénese (Schulze, 2006). Em florestas, a contribuição anual da respiração do solo para a respiração do ecossistema anda na ordem dos 70%, em média (Janssens et al., 2001; Yuste et al., 2005; Davidson et al., 2006). Em pastagens ou prados, a contribuição também é elevada, uma vez que a maior parte da matéria orgânica e biomassa se encontra no interior do solo. Por exemplo, num prado com vegetação alta, em Kansas, Franzluebbers et al. (2002) verificaram que a contribuição da respiração do solo para a respiração do ecossistema variou de cerca de 40 %, nos meses de maior crescimento da vegetação, para cerca de 100%, nos meses com menor crescimento

da vegetação. Numa pastagem na Alemanha, durante a sucessão secundária, foram reportadas contribuições de 65 a 80% (Mathes e Schriefer, 1985).

A respiração das raízes e micorrizas associadas contribui normalmente com cerca de 50% para a respiração anual do solo, tanto em florestas (e.g. Andrews et al., 1999; Lee et al., 2005) como em prados ou pastagens (e.g. Wang et al., 2005b; Wang et al., 2006). A maior parte da restante contribuição está associada com a respiração heterotrófica relativa à decomposição da matéria orgânica recentemente produzida (Giardina et al., 2004). A menor parte, apenas cerca de 10% da respiração anual do solo, resulta da decomposição da matéria orgânica mais estável (Trumbore, 2000; Giardina et al., 2004).

Uma vez que a respiração do solo é a maior componente da respiração do ecossistema, os factores que afectam a respiração do solo têm um controlo efectivo sobre a respiração do ecossistema. Rustad et al. (2000) e Raich e Tufekcioglu (2000) sumarizam os factores que influenciam ou controlam a respiração do solo, dos quais se destacam a temperatura e a humidade do solo, a vegetação e qualidade do substrato, a produtividade primária bruta, a densidade de raízes, a disponibilidade de substrato para os organismos do solo, as características físicas e químicas do solo, a população e a dinâmica da comunidade de organismos existentes tanto acima do solo, como no solo, e a gestão do ecossistema (ex. queimadas, pastoreio, etc.). Entre estes factores, aqueles que têm sido largamente destacados pela sua elevada influência, são a temperatura do solo, a humidade do solo e a produtividade primária bruta.

O aumento da temperatura do solo tende a aumentar a respiração do solo (Lloyd e Taylor, 1994; Fang e Moncrieff, 2001). Contudo, a sensibilidade da respiração do solo à temperatura do solo é superior para temperaturas do solo mais baixas (Lloyd e Taylor, 1994). Por exemplo, em condições de abundância de água no solo, estes autores verificaram que um aumento da temperatura do solo de 0 para 1 °C, levou a um aumento de 22% da respiração do solo, enquanto um aumento de 25 para 26 °C, apenas incrementou a respiração do solo em 5%. A humidade do solo é outro factor relevante. Fang e Moncrieff (2001) verificaram que a respiração do solo é substancialmente inibida, quer em situações com um conteúdo de água no solo muito baixo, quer em situações com um conteúdo de água no solo muito elevado (por levar à redução da disponibilidade de oxigénio para a respiração). Entre estas duas situações extremas, não existe uma influência

óbvia da humidade do solo sobre as taxas de respiração do solo. A humidade do solo e a temperatura do solo geralmente interagem. Nas duas situações extremas de humidade do solo, acima referidas, a sensibilidade da respiração do solo à temperatura pode ser drasticamente reduzida.

Recentemente, tem sido reconhecido que a produtividade primária bruta, ou a fotossíntese, pode ter um elevado controlo sobre a respiração do solo (Ryan e Law, 2005), podendo, até, ser o principal determinante (Hogberg et al., 2001; Janssens et al., 2001). A produtividade primária bruta determina não só a disponibilidade de substrato para a respiração autotrófica das raízes, mas também para a respiração heterotrófica de todos os organismos do solo, quer por regular a quantidade de exsudados das raízes, quer por regular a quantidade de resíduos disponíveis no solo. Os factores anteriores, humidade e temperatura do solo, também influenciam a produtividade primária bruta (Ryan e Law, 2005). Portanto, torna-se por vezes difícil separar os efeitos, quer da temperatura e humidade, quer da produtividade, sobre a respiração do solo. Não obstante, parece evidente que a respiração do solo é estritamente dependente da disponibilidade de substrato, o qual provem, quase na sua totalidade, da produtividade das plantas.

Normalmente, assume-se que a taxa de dióxido de carbono que sai do solo é essencialmente o reflexo da sua produção biológica. Todavia, o solo funciona como um reservatório de CO₂ (armazenando CO₂ nos espaços intersticiais do solo, nos resíduos e na neve, quando presente), o qual, por vezes, pode ser facilmente perturbado, ou alterado, levando a fluxos não representativos da actual produção biológica de CO₂ (Ryan e Law, 2005). Estes autores discutem que a flutuação de alta-frequência da pressão atmosférica, induzida essencialmente pela turbulência atmosférica e pela variação da velocidade do vento, a remoção do ar dos espaços intersticiais do solo, após eventos de precipitação ou derretimento de neve, e a criação de uma barreira à difusão dos gases no solo devido à chuva, são os principais mecanismos que alteram a quantidade de dióxido de carbono armazenado no solo. A flutuação de alta-frequência da pressão atmosférica pode afectar significativamente o transporte de CO₂ do solo para a atmosfera e, portanto, as taxas de respiração do solo. O aumento da magnitude destas flutuações de alta frequência leva, geralmente, ao chamado “efeito de sucção do CO₂ do solo” e, por conseguinte, a um aumento das taxas de respiração do solo, por vezes 5 a 10 vezes superiores à difusividade

natural do CO₂ no solo (Takle et al., 2004). Parece importante salientar que o desacoplamento entre a respiração do solo e a produção biológica de CO₂ no solo, devido aos mecanismos que afectam o armazenamento de dióxido de carbono no solo, tem apenas significado a curto termo. A longo termo, as medições da respiração do solo não são significativamente diferentes da produção biológica de CO₂ no solo.

A respiração do ecossistema pode variar sazonalmente, essencialmente de acordo com a variação da temperatura, humidade do solo e fotossíntese. Numa base anual, a respiração de um ecossistema está geralmente associada a factores, tais como a temperatura média anual, a quantidade de precipitação e a produção de biomassa (muito dependente da precipitação). No caso das pastagens, a redução da quantidade de precipitação pode levar a uma redução da produtividade e, portanto, a uma redução da respiração do ecossistema. Por exemplo, Nagy et al. (2007) verificaram que num ano seco a respiração de uma pastagem semi-natural, na Hungria, foi consideravelmente mais pequena quando comparada com a respiração de um ano húmido subsequente, onde a produção de biomassa foi superior. Apesar da quantidade de precipitação poder ser um factor importante na definição da respiração anual de um prado ou pastagem, o padrão de distribuição, ou *timing*, da precipitação, pode ter também uma elevada influência (e.g. Harper et al., 2005).

2.2. Aplicação da técnica da correlação turbulenta à medição de fluxos

2.2.1. A técnica da correlação turbulenta

O crescente interesse em medir fluxos de energia e massa impulsionou o desenvolvimento e o melhoramento de uma vasta variedade de técnicas, chamadas de técnicas micrometeorológicas. Dentro destas, destacam-se a técnica da correlação turbulenta, a técnica do gradiente de concentração, a técnica da variância e a técnica da acumulação turbulenta. Para uma descrição detalhada destas técnicas aconselha-se o leitor a consultar duas teses de doutoramento, de referência (Feliciano, 2001; Mestre, 2002).

A técnica, ou método, da correlação turbulenta foi proposta e testada no início dos anos 50 por Swinbank (1951). Contudo, só a partir dos anos 70-80 é que a sua aplicação começou a ter alguma expressão, embora em estudos de campo limitados no tempo. Com o grande desenvolvimento do hardware e software, que se observou no início da década de 90, esta técnica passou a ser, então, uma verdadeira ferramenta aplicada à medição contínua de fluxos turbulentos. Hoje em dia, tem sido a técnica micrometeorológica de eleição, especialmente em estudos de longo termo da transferência de calor sensível, vapor de água e dióxido de carbono. Para isso, muito contribuiu o facto de os resultados da aplicação desta técnica se aproximarem razoavelmente bem dos resultados da aplicação de técnicas ecológicas tradicionais (Schmid et al., 2000; Curtis et al., 2002; Ehman et al., 2002).

Como foi discutido no ponto 2.1.1, a camada limite da atmosfera é caracterizada por um conjunto de movimentos turbulentos, onde as parcelas de ar que sobem são balanceadas por outras que descem, transportando energia e massa na vertical. A técnica, ou método, da correlação turbulenta, baseia-se na medição desses movimentos turbulentos e dos constituintes que eles transportam, num determinado ponto do espaço; especificamente, a técnica consiste em determinar, ao longo do tempo, a velocidade do vento vertical (w) e o valor de um determinado escalar (a), tal como a temperatura, concentração de vapor de água, concentração de dióxido de carbono, etc. Usando a decomposição de *Reynolds*, um valor instantâneo medido é representado por:

$$w = \bar{w} + w' \quad (2-9)$$

$$a = \bar{a} + a' \quad (2-10)$$

onde \bar{w} e \bar{a} são as partes médias, e w' e a' as partes turbulentas, ou flutuantes, como adiantado na ponto 2.1.1. O fluxo, ou transporte vertical, instantâneo (F_{zi}), de um determinado escalar, pode ser descrito por:

$$F_{zi} = wa \quad (2-11)$$

Num determinado período de tempo, a média dos fluxos instantâneos, ou fluxo médio (F_z), é representada da seguinte forma (e.g. Moncrieff et al., 1997):

$$F_z = \overline{wa} \quad (2-12)$$

onde a barra horizontal representa o período médio, normalmente 30 minutos. Com base na decomposição de *Reynolds*, o fluxo médio de um determinado escalar é dado por:

$$F_z = \overline{w\bar{a}} + \overline{w'a'} \quad (2-13)$$

Como a camada superficial da camada limite da atmosfera, onde as técnicas micrometeorológicas são válidas (ver ponto 2.1.1), é caracterizada por turbulência bem definida, idealiza-se que as parcelas de ar que sobem adquirem a mesma velocidade das parcelas que descem, resultando num $\bar{w} = 0$. Portanto, o primeiro termo da Eq. 2-13 é zero, e F_z é dado unicamente pelo fluxo turbulento:

$$F_z = \overline{w'a'} \quad (2-14)$$

Fisicamente, o fluxo turbulento é descrito como a covariância média entre a flutuação da velocidade do vento vertical e a flutuação de um determinado escalar. Substituindo, por exemplo, a' por T' , ρ'_v , c' e u' , respectivamente as flutuações da temperatura do ar, da concentração de vapor de água, da concentração de dióxido de carbono e da velocidade longitudinal do vento, obtém-se os fluxos médios de calor sensível (H), vapor de água (E), dióxido de carbono (NEE) e momento (τ) (e.g. Fuehrer e Friehe, 2002):

$$H = \rho C_p \overline{w'T'} \quad (2-15)$$

$$E = \overline{w' \rho'_v} \quad (2-16)$$

$$NEE = \overline{w' c'} \quad (2-17)$$

$$\tau = -\rho \overline{w' u'} \quad (2-18)$$

onde ρ é a massa volúmica do ar seco e C_p o calor específico do ar a uma pressão constante. O fluxo de dióxido de carbono, NEE, é também muitas vezes designado por transferência líquida de dióxido de carbono entre o ecossistema e a atmosfera, como anteriormente referido, sendo ainda usual aparecer definido como balanço de dióxido de carbono.

A determinação do fluxo de momento permite calcular um parâmetro importante em micrometeorologia, a velocidade de fricção (u_*), que representa o efeito da tensão do vento na superfície, sendo, portanto, um bom indicativo da turbulência mecânica do ar (Kaimal e Finnigan, 1994):

$$u_* = (-\overline{w' u'})^{1/2} \quad (2-19)$$

Com recurso à velocidade de fricção e ao fluxo vertical de temperatura, outro parâmetro importante, o comprimento de *Monin-Obukhov* (L), pode ser calculado:

$$L = -\frac{\overline{T} u_*^3}{kg \overline{w' T'}} \quad (2-20)$$

onde k é a constante de *von Kármán*, g a aceleração da gravidade e \overline{T} a temperatura média do ar. O L representa a altura acima do solo, onde a turbulência mecânica está em balanço com a turbulência térmica. Por isso, é um bom indicador do grau de estabilidade atmosférica. Quando a atmosfera está estável ou instável o L é positivo ou negativo, respectivamente. Por sua vez, numa atmosfera neutra, o L tende para infinito. O parâmetro adimensional do comprimento de *Monin-Obukhov*, é o z/L (z é a altura acima da superfície, ou altura de medição). Desta forma, numa atmosfera instável, o z/L é negativo, numa atmosfera estável, é positivo, e numa atmosfera neutra, é zero.

A aplicação da técnica da correlação turbulenta só é possível recorrendo a equipamento com uma resposta suficientemente rápida, capaz de monitorizar todos os movimentos que governam o transporte vertical de um determinado parâmetro. As componentes da velocidade do vento e a temperatura são medidas recorrendo a anemómetros ultra-sónicos capazes de efectuar medições, geralmente, até 100 Hz (dependendo do modelo). Já os parâmetros, por exemplo, como o vapor de água e dióxido de carbono, são medidos por analisadores de infravermelhos. Estes podem ser analisadores de percurso fechado, onde o ar atmosférico é aspirado para células de medição, ou analisadores de percurso aberto, onde as medições são efectuadas directamente na atmosfera. A junção de um anemómetro ultra-sónico com um analisador constitui aquilo que se chama um sistema de correlação turbulenta. Para uma informação mais detalhada sobre um sistema de correlação turbulenta, típico, assim como sobre os critérios de instalação, aconselha-se a leitura do ponto 3.2.1.1.

2.2.1.1. Interpretação física das medições efectuadas pela técnica da correlação turbulenta

A equação da conservação de um determinado escalar providencia a base de interpretação das medições efectuadas pela técnica da correlação turbulenta e, também, por outras técnicas micrometeorológicas (Baldocchi et al., 1988). Aqui, a descrição da equação da conservação vai ser efectuada para o exemplo do dióxido de carbono, seguindo Baldocchi (2003). Contudo, a interpretação é similar para qualquer outro escalar. A equação da conservação do CO₂, Eq. 2-21, estipula que a soma da taxa da variação temporal da concentração de CO₂, \bar{c} , (termo I), num determinado ponto do espaço, com a advecção horizontal (x, y) e vertical (z) média (termo II), é balanceada pela soma da divergência horizontal e vertical média do fluxo de CO₂ (Termo III) com as fontes/sumidouros de CO₂ (Termo IV):

$$\underbrace{\frac{\partial \bar{c}}{\partial t}}_{\text{I}} + \underbrace{\bar{u} \frac{\partial \bar{c}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{c}}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial \bar{c}}{\partial z}}_{\text{II}} = - \left(\underbrace{\frac{\partial F_z}{\partial z} + \frac{\partial F_x}{\partial x} + \frac{\partial F_y}{\partial y}}_{\text{III}} + \underbrace{S_B(x, y, z)}_{\text{IV}} \right) \quad (2-21)$$

A aplicação da técnica da correlação turbulenta requer que o terreno seja plano e horizontalmente homogéneo, isto é, que as características da superfície sejam homogéneas. Nestas condições, consideradas ideais, a estacionaridade das medições é garantida, logo a concentração de CO_2 e as velocidades do vento horizontal e vertical não variam num determinado intervalo de tempo. Como resultado, o termo I é zero. Por outro lado, nessas condições, de terreno plano e horizontalmente homogéneo, não existe advecção e, portanto, o termo II e a divergência horizontal (x, y) do fluxo de CO_2 do termo III, igualam a zero. Assumindo estas condições, a Eq. 3-18 é reduzida para a equivalência entre a divergência vertical do fluxo de CO_2 e a potência de fonte/sumidouro para o CO_2 , na vertical (z) :

$$\frac{\partial F_z}{\partial z} = -S_B(z) \quad (2-22)$$

Considerando uma determinada altura de medição acima da superfície do solo (h) , mas em que a altura da vegetação é inferior a h , e integrando a equação 2-22, de 0 a h , resulta que o fluxo médio de dióxido de carbono $F_z(h)$, na altura h , é equivalente ao fluxo médio de dióxido de carbono, resultante do CO_2 que entra e sai do solo, $F_z(0)$, e da vegetação, assumindo que não existem fontes/sumidouros de CO_2 acima da vegetação:

$$F_z(h) = F_z(0) - \int_0^h S_B(z) \quad (2-23)$$

De facto, numa situação ideal, não existem fontes/sumidouros de dióxido de carbono acima da vegetação, e como consequência, entre o topo da vegetação e a altura h , o fluxo médio mantém-se constante em altura. O termo $F_z(h)$ pode ser entendido, então, como o fluxo de dióxido de carbono que é determinado pela técnica da correlação turbulenta:

$$F_z(h) = \text{NEE} = \overline{w'c'} \quad (2-24)$$

2.2.2. Principais correcções aplicadas aos fluxos de calor sensível, vapor de água e dióxido de carbono

Como qualquer outra técnica micrometeorológica, a técnica da correlação turbulenta não está isenta de limitações. Parte delas, são limitações induzidas pela imperfeição do equipamento usado, seu arranjo espacial e métodos usados no processamento de dados. Outras limitações estão relacionadas com certas condições ambientais e características dos próprios locais de estudo, que levam à violação dos pressupostos da técnica. Como resultado, os fluxos medidos pela técnica da correlação turbulenta podem estar subestimados ou sobrestimados. Baseando-se no conhecimento das limitações da técnica, a comunidade científica tem vindo a desenvolver e a melhorar um conjunto de correcções, que permitem assegurar, tanto quanto possível, estimativas fiáveis e correctas. Seguidamente, vão ser discutidas, de uma forma resumida, as principais correcções que estão a ser aplicadas aos fluxos de calor sensível, vapor de água e dióxido de carbono.

2.2.2.1. Correcção para a atenuação das contribuições turbulentas de alta e baixa frequências

Um sistema de correlação turbulenta, mesmo que cuidadosamente dimensionado e instalado, não é capaz de amostrar todos os movimentos turbulentos que governam o transporte de energia e massa na atmosfera. De um modo geral, estes sistemas não conseguem medir parte das contribuições turbulentas de alta-frequência, para o fluxo turbulento existente (Massman, 2000). De uma outra forma, estes sistemas tendem a atenuar o verdadeiro sinal turbulento a frequências suficientemente altas (Massman e Lee, 2002). Esta atenuação, resulta, essencialmente, do tempo de resposta relativamente baixo dos sensores usados, da separação espacial dos sensores, do comprimento do percurso de medição dos sensores (depende do sensor usado) e do uso de tubos de amostragem (no caso dos sensores de percurso fechado). Por outro lado, o uso de médias relativamente baixas (15-30 minutos), o uso de filtros digitais passa-alto (Mcmillen, 1988) e os próprios métodos de processamento dos sinais e cálculo das médias (como o caso da remoção de tendências nas médias), levam à atenuação das contribuições turbulentas de baixa-frequência para o transporte vertical de energia e massa. Como resultado, a atenuação, tanto das altas como baixas frequências, leva à subestimação dos fluxos.

Apesar de várias correcções terem sido propostas, e continuamente melhoradas, todas elas têm os seus aspectos negativos e positivos. De um modo geral, sabe-se que apenas minimizam os problemas acima citados, pois as incertezas associadas, dependentes de cada local de estudo, podem ser significativas (Massman e Clement, 2004). Uma das primeiras correcções, amplamente usadas, foi a proposta por Moore (1986). Contudo, esta correcção não contabiliza a atenuação das altas-frequências associadas à amortização das flutuações nos tubos de amostragem dos analisadores de percurso fechado, nem a atenuação das baixas-frequências resultante da média usada. Para corrigir o problema associado aos tubos de amostragem, a correcção proposta por Eugster e Senn (1995) tem tido uma larga expressão. Recentemente, várias correcções têm sido desenvolvidas, como extensões da correcção de Moore (1986). Aquela que se tem destacado, pela sua versatilidade, é a correcção sugerida por Massman (2000). Este autor, propôs uma única função capaz de estimar a atenuação das altas e baixas frequências, resultante de todos os problemas previamente referidos. Dos testes efectuados por este autor, em condições de instabilidade atmosférica, e velocidades de vento superiores a $0,5 \text{ m s}^{-1}$, os factores de correcção dos fluxos médios, tanto para sistemas com analisadores de percurso aberto, como fechado, variaram de 1,05 a 1,2. Para condições estáveis, os factores de correcção foram ligeiramente superiores, podendo, nas piores situações (velocidades de vento elevadas), atingir 1,5 e 2 para os sistemas com analisadores de percurso aberto e fechado, respectivamente.

2.2.2.2. Correcção para o armazenamento de dióxido de carbono no volume de ar entre a superfície do solo e a altura de medição

As medições efectuadas pela técnica da correlação turbulenta assumem que, num determinado período de tempo, não há variação da quantidade de dióxido de carbono que está armazenado entre a superfície do solo e a altura de medição. De outra forma, a concentração de dióxido de carbono, em qualquer ponto entre a superfície do solo e a altura de medição, não deve variar no tempo (deve existir estacionaridade). Porém, numa situação real, particularmente em ecossistemas com vegetação alta e serrada, a concentração de dióxido de carbono pode variar consideravelmente, especialmente dentro do volume de ar da vegetação. Durante a noite, em condições de elevada estabilidade atmosférica, a turbulência pode descer a níveis significativamente baixos, ao ponto de não

conseguir misturar eficientemente o ar da vegetação com o ar acima desta. Nesses casos, o resultado é a acumulação de dióxido de carbono no volume de ar da vegetação. Com o nascer do sol, a turbulência é incrementada, levando à libertação do dióxido de carbono armazenado. Esta situação, embora não modificando o balanço de dióxido de carbono numa escala diária, promove o desacoplamento entre as medições efectuadas e a produção/captura biológica de dióxido de carbono ao longo do dia. Para resolver este problema, a estimativa do termo de armazenamento de CO_2 (S) tem sido amplamente proposta, baseada na medição do perfil vertical da concentração de CO_2 (c), entre a superfície do solo e a altura de medição (h) (e.g. Aubinet et al., 2001):

$$S = \int_0^h \frac{\partial c}{\partial t} dz \quad (2-25)$$

onde t é o período de tempo, normalmente 30 minutos a uma hora. Adicionando o S ao NEE medido, obtém-se o NEE corrigido para o armazenamento de dióxido de carbono. Para determinar o S , seria ideal medir a concentração de CO_2 , pelo menos a duas alturas (Baldocchi, 2003). Todavia, na maioria dos estudos, a concentração de CO_2 é apenas medida num único ponto, na altura de medição. Apesar de não ser a situação ideal, a maior parte dos investigadores opta por usar a Eq. 2-25 para esse único ponto de medição. Em ecossistemas com vegetação rasteira, como os prados e pastagens, o termo de armazenamento é relativamente baixo, podendo, por isso, ser desprezado (Falge et al., 2001).

2.2.2.3. Correção para os efeitos advectivos

Como o discutido no ponto 2.2.1.1, a técnica da correlação turbulenta assume que as medições são efectuadas sobre terrenos planos e horizontalmente homogéneos, condições que evitam a advecção. A advecção pode ser entendida como o transporte de um determinado escalar pelo vento médio, quando existe gradiente espacial da quantidade desse escalar na atmosfera (Baldocchi et al., 1988). Contudo, numa situação real, as condições assumidas pela técnica da correlação turbulenta nem sempre são satisfeitas, existindo advecção (Marcolla et al., 2005). Uma grande variedade dos ecossistemas naturais, que se pretendem estudar, são caracterizados por heterogeneidade horizontal (com

variação espacial da rugosidade da superfície e/ou das fontes/sumidouros) e/ou estão localizados em terrenos não uniformes (com declive variável). Terrenos não uniformes modificam o escoamento atmosférico ao longo de uma determinada extensão, conferindo-lhe características bidimensionais ou tridimensionais, invalidando o pressuposto de escoamento unidimensional, assumido pela técnica da correlação turbulenta (Baldocchi et al., 1988). Nesses casos, as velocidades do vento são variáveis na horizontal, levando a gradientes horizontais dos escalares e então ao seu transporte advectivo na horizontal, e as linhas de corrente do escoamento atmosférico são forçadas a convergir ou a divergir, criando uma velocidade vertical média diferente de zero e, portanto, transporte advectivo de escalares na vertical; como consequência, existe divergência horizontal e vertical dos fluxos (ver Baldocchi, 2003). Parece importante entender que a divergência vertical dos fluxos, para além da advecção vertical, é também impulsionada pela advecção horizontal, pois esta existe e varia em altitude.

Num terreno plano, e heterogéneo, devido à diferenciação do poder de fonte/sumidouro para um determinado escalar, na horizontal, ocorre gradiente horizontal da quantidade desse escalar e, devido a isso, advecção horizontal pelo vento médio. Num terreno plano, e heterogéneo, como por exemplo no caso de existir uma mudança de rugosidade da superfície, o escoamento atmosférico é modificado, ou perturbado, e o poder de fonte/sumidouro possivelmente alterado, levando a advecção horizontal e vertical (ver Baldocchi et al., 1988). Esta situação pode, contudo, ser evitada, efectuando as medições a uma distância de *fetch* suficientemente grande, a partir da mudança de rugosidade da superfície. A distância de *fetch* pode ser definida como uma distância horizontal na qual as condições da superfície são homogéneas. Normalmente, uma nova camada atmosférica, chamada de camada interna ajustada, perfeitamente em equilíbrio com as novas condições da superfície, é desenvolvida após a mudança de rugosidade. De um modo geral, essa camada desenvolve-se com um declive de 1% (Businger, 1986; Baldocchi et al., 1988). Por isso, esse declive pode ser tido em consideração para a localização da estação de medição e determinação da altura de medição, afim de se evitarem os efeitos advectivos.

Efectuando medições em ecossistemas com as condições acima discutidas, que geram advecção, os termos advectivos da Eq. 2-21 devem ser considerados para uma estimativa

correcta dos fluxos reais. Para o caso do dióxido de carbono, o NEE pode ser reescrito da seguinte forma (e.g. Staebler e Fitzjarrald, 2004):

$$\text{NEE} = \overline{w'c'} + \underbrace{\int_0^h \bar{u} \frac{\partial \bar{c}}{\partial x} dz}_I + \underbrace{\int_0^h \bar{w} \frac{\partial \bar{c}}{\partial z} dz}_{II} \quad (2-26)$$

onde o termo I e II representam a advecção horizontal e vertical, respectivamente. Para informação acerca dos métodos de campo usados na determinação destes termos, aconselha-se o leitor a consultar estudos de referência (Aubinet et al., 2003; Staebler e Fitzjarrald, 2004; Aubinet et al., 2005; Marcolla et al., 2005). Nos ecossistemas com condições advectivas, a advecção existe tanto de dia como de noite. Contudo, de noite, especialmente quando a turbulência é significativamente baixa, a advecção pode ser muito significativa. É importante salientar que, nessas condições de turbulência muito baixa, a advecção também existe nos ecossistemas planos e homogêneos, devido ao escoamento atmosférico ser inerentemente 2D ou 3D (Massman e Lee, 2002). Na Fig. 2-7 apresenta-se um exemplo do padrão médio diário dos fluxos advectivos, como também do termo de armazenamento de dióxido de carbono, para o caso de uma floresta não uniforme, em Itália (Marcolla et al., 2005).

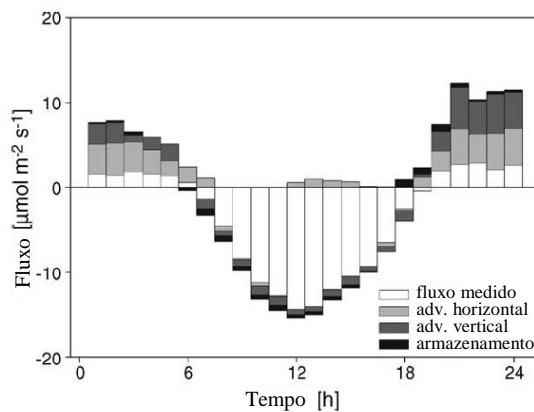


Fig. 2-7. Padrão médio diário do fluxo medido, dos fluxos advectivos verticais e horizontais e do armazenamento de dióxido de carbono, numa floresta não uniforme. Adaptado de Marcolla et al. (2005).

2.2.2.4. Correção para a influência das flutuações da densidade do ar

Como anteriormente discutido, a técnica da correlação turbulenta idealiza que a velocidade vertical média é zero ($\bar{w}=0$). Contudo, Webb et al. (1980) demonstraram que as flutuações de densidade do ar associadas à transferência de vapor de água e calor sensível inviabilizam essa idealização, produzindo uma velocidade vertical média diferente de zero. Por isso, o termo $\bar{w}\bar{a}$ da Eq. 2-13 deve ser contabilizado para se obter o correcto fluxo médio. Webb et al. (1980) aproximaram a velocidade vertical média pela seguinte expressão:

$$\bar{w} = \frac{m}{m_v} \frac{\overline{w'\rho'_v}}{\rho} + \left(1 + \frac{m\bar{\rho}_v}{m_v\bar{\rho}}\right) \frac{\overline{w'T'}}{\bar{T}} \quad (2-27)$$

onde m é a massa molar do ar seco, m_v a massa molar do vapor de água e ρ a massa volumica do ar seco. Tipicamente, a velocidade vertical média é positiva durante o dia e negativa durante a noite.

Esta correção, muitas vezes designada por correção de *Webb–Pearman–Leuning*, é especialmente importante para os fluxos médios de vapor de água e dióxido de carbono. Contudo, a correção para os fluxos médios de dióxido de carbono atinge, normalmente, magnitudes muito significativas quando comparadas com as magnitudes da correção para o vapor de água. Por exemplo, uma avaliação feita por Liebethal e Foken (2003), sobre a significância desta correção para os fluxos médios de vapor de água e dióxido de carbono, medidos sobre uma pastagem, mostrou que, durante o dia, os fluxos médios de vapor de água foram aumentados em cerca de 2-3%, enquanto os fluxos médios, descendentes, de dióxido e carbono, foram reduzidos em 25-30%, após aplicação da correção. Durante a noite, os fluxos médios, ascendentes, de dióxido de carbono, foram também reduzidos a uma taxa idêntica.

2.2.2.5. Correção dos fluxos de calor sensível para o efeito da humidade

Os anemómetros ultra-sónicos determinam a temperatura a partir da velocidade da velocidade do som. Como a velocidade do som é ligeiramente incrementada pela humidade do ar, a temperatura que medem não é a temperatura do ar, mas sim a temperatura sónica

(T_{sonica}), aproximadamente equivalente à temperatura virtual (T_v) (Kaimai e Gaynor, 1991).

A temperatura virtual pode ser entendida como a temperatura na qual o ar seco tem a mesma densidade que ar húmido, mantendo a pressão atmosférica. Porque o ar seco é mais denso que o ar húmido, a temperatura virtual é ligeiramente superior à temperatura do ar.

Uma vez que o cálculo do fluxo de calor sensível é efectuado a partir das medições da temperatura virtual, ou sónica, a influência da humidade do ar tem de ser eliminada e, portanto, o fluxo de calor sensível corrigido. Uma correcção muito usada é a chamada correcção de *Schotanus/Liu* (Schotanus et al., 1983; Liu et al., 2001), a qual pode ser escrita da seguinte forma:

$$\overline{w'T'_{\text{sonica}}}(\text{corrigido}) = \overline{w'T'} = \overline{w'T'_{\text{sonica}}}(\text{medido}) - 0,51\overline{w'q'\bar{T}} + \text{CWC} \quad (2-28)$$

onde T'_{sonica} é a flutuação da temperatura sónica, q' a flutuação da humidade específica, \bar{T} a temperatura média do ar, e CWC a correcção para o vento cruzado (*crosswind correction*). O vento que cruza um anemómetro ultra-sónico influencia as medições (limitação do próprio equipamento). Portanto, a medição da temperatura virtual é afectada, pelo que tem, também, de ser corrigida para esta influência. As formulações a usar na CWC, para os diferentes anemómetros, podem ser encontradas em Liu et al. (2001). Todavia, a maior parte dos anemómetros, recentes, já efectua a CWC instantaneamente, recorrendo ao seu software interno. Portanto, nesses casos, esta correcção não se aplica. Geralmente, a correcção de *Schotanus/Liu* reduz os fluxos médios de calor sensível, medidos, em menos de 10%.

3. Materiais e métodos

3.1. Caracterização da área de estudo

3.1.1. Localização

A área de estudo é uma pastagem semi-natural, localizada em Monte do Tojal ($38^{\circ}28'28''$ N; $8^{\circ}01'25''$ W), a cerca de 15 km de Évora, no sul de Portugal (Fig. 3-1).

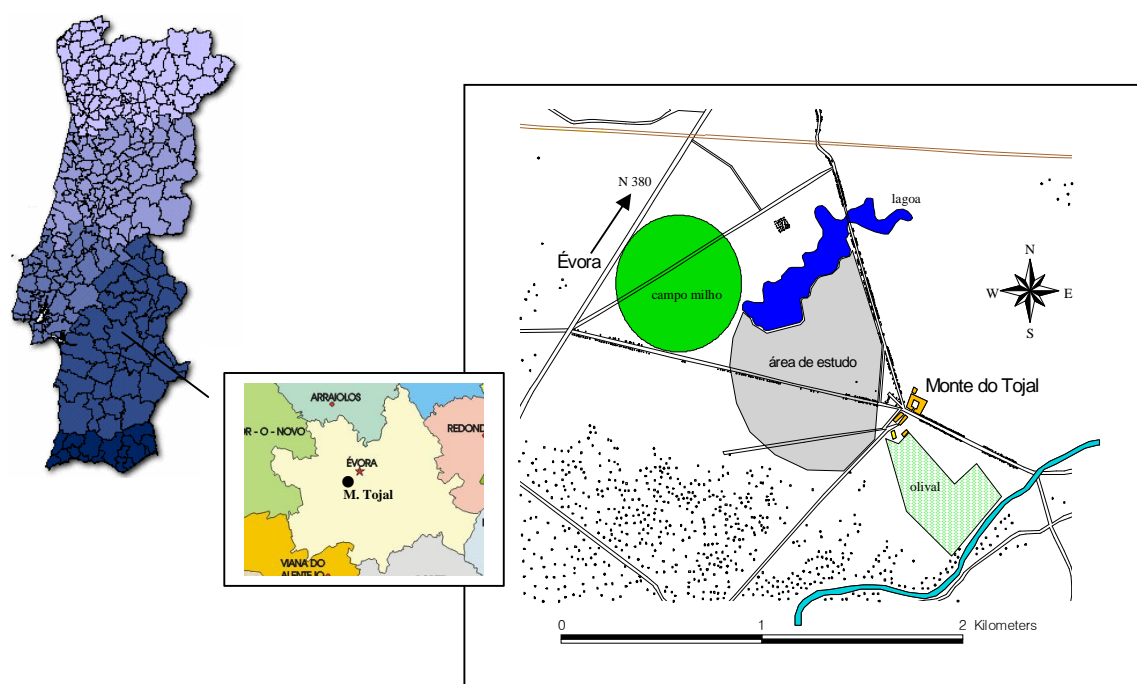


Fig. 3-1. Localização da área de estudo.

Com uma área definida de cerca de 50 hectares, esta área de estudo é normalmente pastoreada durante o Outono e início do Inverno e correntemente usada para colheita anual da forragem. Na sua criteriosa selecção estiveram envolvidos um conjunto de requisitos, quer relacionados com as condições necessárias à aplicação da técnica da correlação turbulenta, quer logísticos, tais como a acessibilidade, a protecção e a disponibilidade de energia eléctrica.

3.1.2. Meteorologia

O clima da região é mediterrânico, o qual se caracteriza por apresentar uma sazonalidade marcada. No Verão, o clima sofre influência dos centros de alta pressão subtropicais, principalmente o anticiclone subtropical dos Açores, resultando num tempo seco e quente, por vezes associado a trovoadas, contudo pouco frequentes. No Inverno, o anticiclone dos Açores é deslocado para sul, ficando a região sob a influência das depressões subpolares. Durante esse período a região recebe massas de ar frio e húmido, levando por isso a um clima chuvoso e com temperaturas mais baixas. Segundo a classificação de Köppen, o clima da região é do tipo Csa, isto é, um clima mesotérmico (C), com chuvas de Inverno (s) e verões quentes (a).

A precipitação e temperatura média anual são respectivamente 669 mm e 15,49 °C (período de 1951 a 1980, estação da Mitra do Instituto Nacional de Meteorologia e Geofísica, 38°32'00" N; 8°01'00" W) (INMG, 1991). Mais de 90% da precipitação anual está confinada ao período de Outubro a Maio.

3.1.3. Geomorfologia, geologia e solos

Na Fig. 3-2 apresenta-se um modelo digital do terreno relativo à morfologia da zona onde a área de estudo se encontra. Na zona envolvente à área de estudo verificam-se cotas da ordem dos 215 m de altitude, numa pequena zona a nordeste, e cotas de 170 m, a sul e sudoeste. Apesar destas diferenças na zona envolvente à área de estudo, esta está inserida numa vasta área onde a altitude média é de 190 m. As variações em relação a essa altitude média são definidas, essencialmente, por uma das particularidades mais marcantes do terreno, a sua ligeira ondulação superficial (Fig. 3-3), muito característica desta zona Alentejana. Toda a zona, incluindo a área de estudo, tem uma exposição a sudoeste. Não obstante, o declive da área de estudo é inferior a 1°.

Do ponto de vista geológico a área de estudo é caracterizada por um maciço granitoide, de idade Hercínica, composto por dois tipos de rochas ígneas, granodioritos e quartzodioritos, que se encontram associadas (Alves e Pina, 1969). Sobre o maciço rochoso desenvolveu-se um Luvissole (FAO), um solo mineral, fértil e com aptidões agrícolas, se bem drenado.

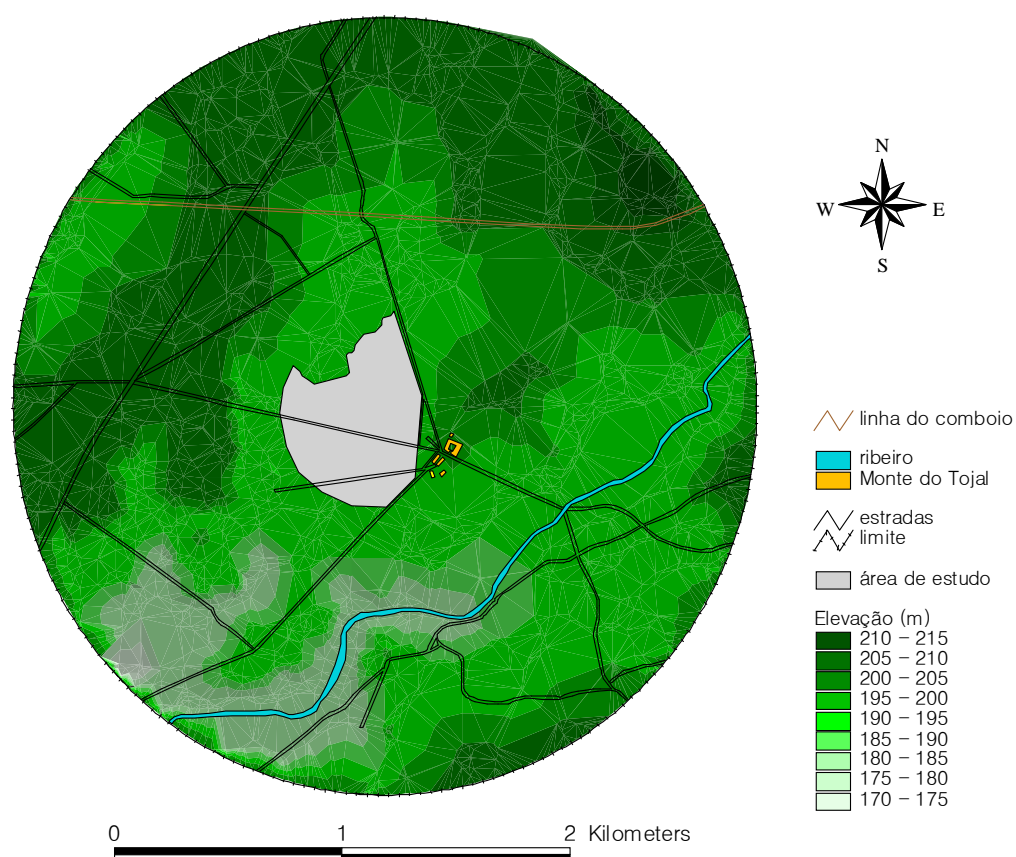


Fig. 3-2. Morfologia da zona da área de estudo. A figura representa o modelo digital do terreno (3D), com 2 km de raio em volta do ponto central da área de estudo, elaborado em *ArcView* (ESRI, USA).

Com uma profundidade média de 90 cm, o solo contém cerca de 20% de argila, 71% de areia e 9% de silte, sendo que grande parte da argila se distribui entre os 25-50 cm de profundidade. Esta característica concede ao solo uma permeabilidade relativamente baixa.

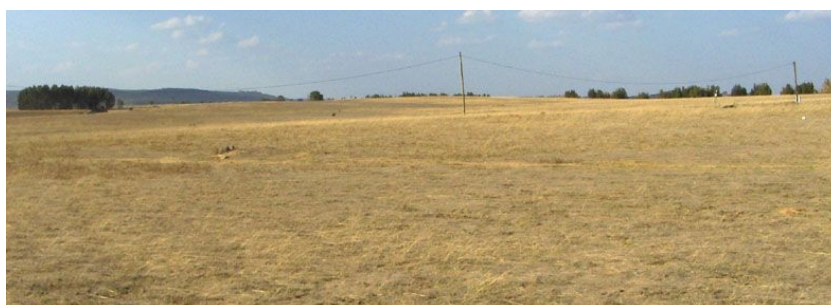


Fig. 3-3. Ligeira ondulação superficial do terreno.

A densidade aparente dos 30 cm da camada superior do solo é de $1,64 \pm 0,08 \text{ g cm}^{-3}$ ($n = 16$). O pH médio do perfil total do solo é aproximadamente neutro, $6,74 \pm 0,54$. O conteúdo médio de carbono orgânico é relativamente baixo ($6,04 \text{ kg m}^{-2}$), como seria de esperar para estes solos minerais.

3.1.4. Cobertura do terreno

Na Fig. 3-4 apresenta-se um mapa de zonamento que mostra os tipos de cobertura do terreno na área de estudo, zona de fronteira e envolvente. Como referido anteriormente, a área de estudo é uma pastagem semi-natural. É composta por herbáceas e gramíneas anuais, que crescem durante a estação húmida, e uma espécie de estação quente, que se mantém no Verão. A sua composição, no pico de crescimento de ambos os anos hidrológicos em análise, está descrita no ponto 4.2. No sector leste da área de estudo podem ser identificados dois choupos negros, *Populus nigra* L.

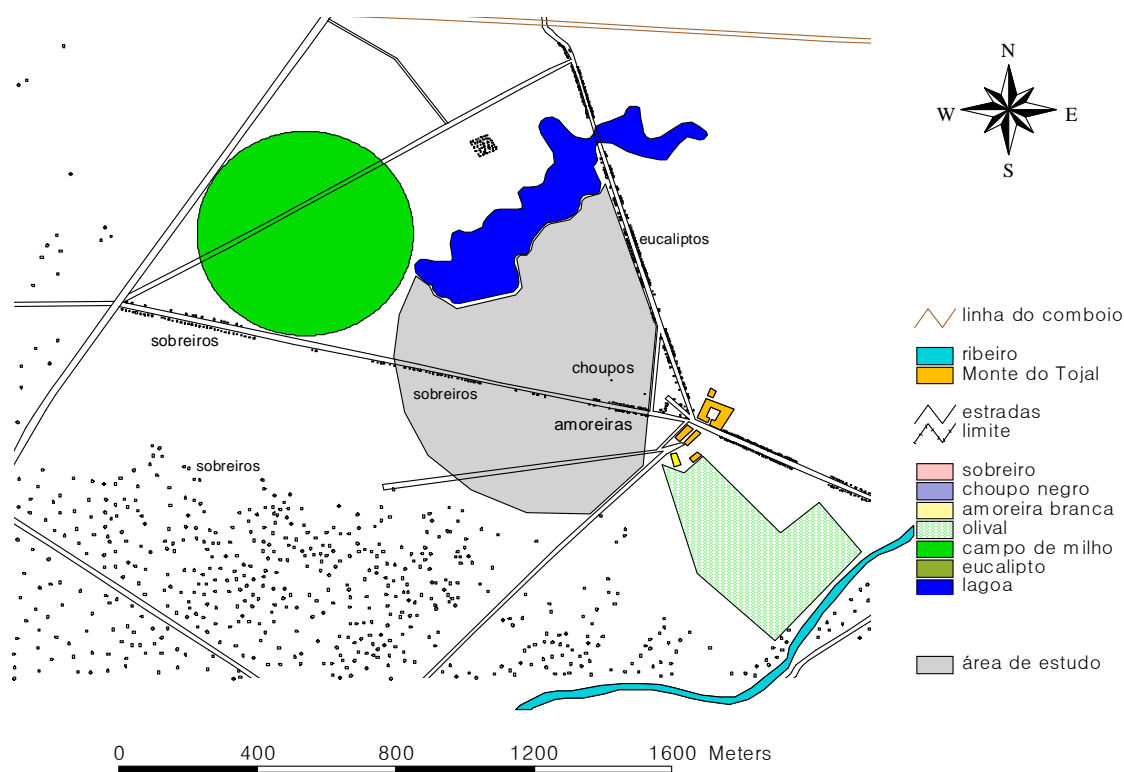


Fig. 3-4. Mapa de zonamento.

A área de estudo está, contudo, dividida por uma estrada privada (Fig. 3-5), de acesso à herdade do Tojal. No sector sudeste da área de estudo, essa estrada apresenta, em ambos os lados, algumas plantações de amoreiras brancas, *Morus alba* L., com cerca de 3-4 m de altura.



Fig. 3-5. Estrada privada de acesso à herdade do Tojal.

Pelo contrário, no sector oeste, a estrada apresenta algumas filas descontínuas de sobreiros, *Quercus suber* L., com alturas variáveis de 1 a 4 m (Fig. 3-4).

Na zona imediatamente a seguir à fronteira, ou limite da área de estudo, o terreno é na sua maioria coberto por herbáceas e gramíneas, excepto em áreas específicas onde um conjunto distinto de tipos de cobertura do terreno está presente. No sector norte e oeste situa-se uma lagoa, representada ao nível pleno de armazenamento, a qual é usada para fornecer água ao gado e regar o campo de milho que se localiza no sector oeste.



Fig. 3-6. Fila de eucaliptos no sector nordeste da área de estudo.

Este campo de milho é apenas cultivado no Verão, normalmente de Junho até ao final de Agosto ou início de Setembro (altura em que o milho é colhido). Isto significa que na maior parte do ano essa área extensa é coberta por herbáceas e gramíneas, tal como na área de estudo. No sector nordeste localiza-se mais uma estrada privada da herdade do Tojal, na qual se observam filas descontínuas de eucaliptos, *Eucalyptus globulus* L. (Fig. 3-6). No sector sudeste encontra-se um olival, perto das edificações da herdade do Tojal. Em todo o sector sul e sudoeste os sobreiros tomam uma presença marcada. De um modo geral, a sua presença mantém-se por uma área vasta (Fig. 3-7). Em contraste, nos sectores leste, norte e oeste a cobertura do terreno é caracterizada essencialmente pela presença das gramíneas e herbáceas. A linha do comboio e a estrada nacional n.º 380 Alcáçovas-Évora podem também ser identificadas na Fig. 3-7.

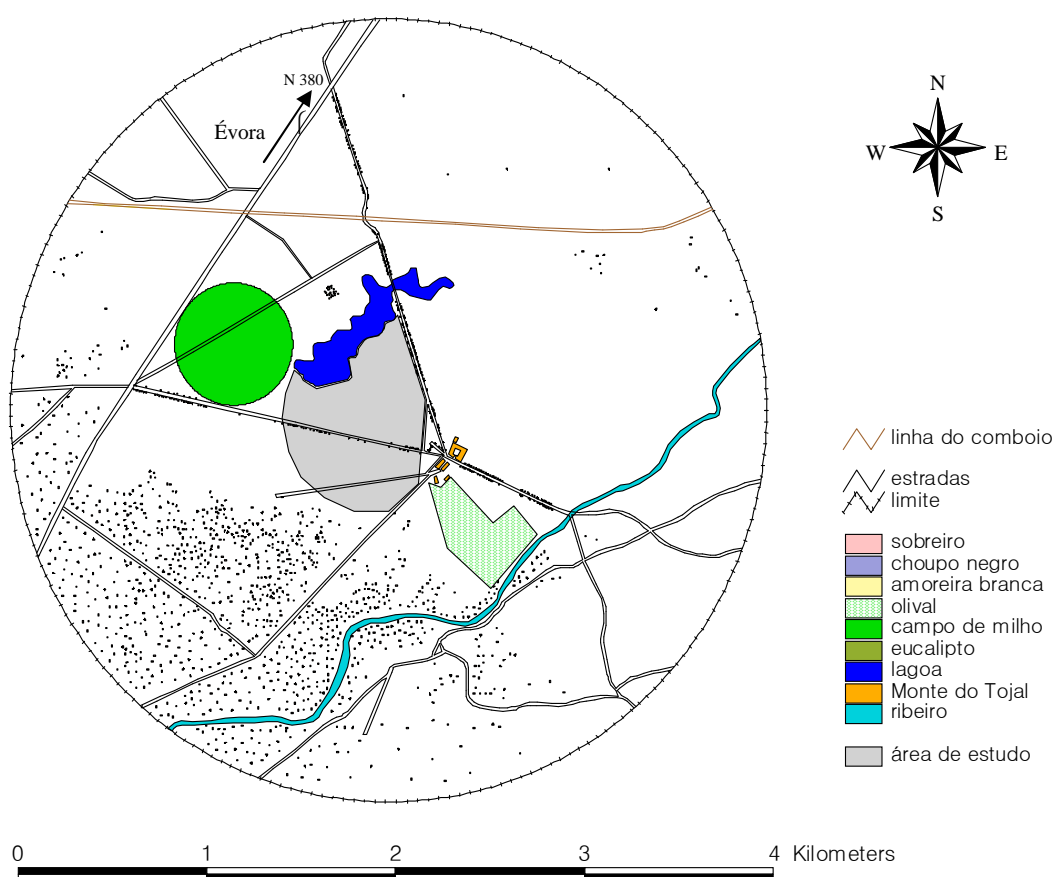


Fig. 3-7. População de sobreiros no sector sul e sudoeste.

3.2. Medições de campo

3.2.1. Medição dos fluxos e das condições meteorológicas

Para levar a cabo os objectivos propostos neste trabalho foi projectada uma estação de amostragem que consiste num sistema de correlação turbulenta, num sistema meteorológico e num sistema de aquisição de dados. A estação foi instalada em Junho de 2004, mais ou menos num ponto central da área de estudo, como se pode observar na Fig. 3-8.

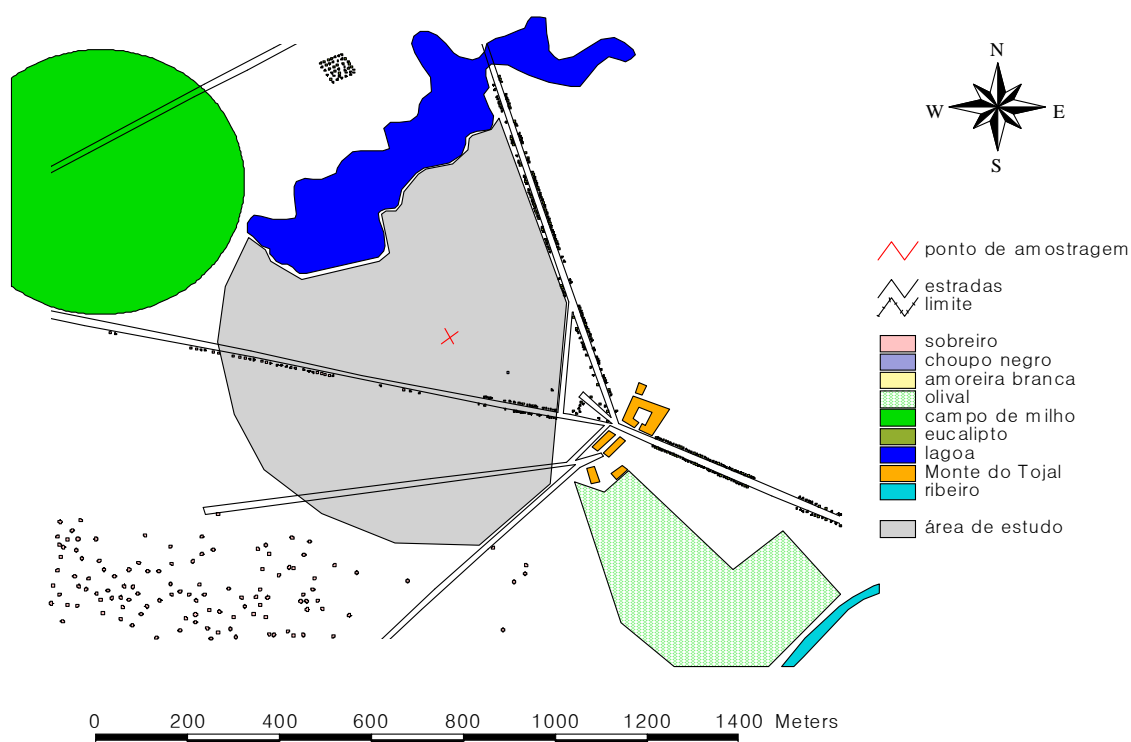


Fig. 3-8. Localização da estação de amostragem (ponto de amostragem).

A distância mínima de *fetch* disponível é de 250 m, nomeadamente no sector noroeste. Toda a faixa a oeste e sul tem uma distância de *fetch* disponível de 500 m, relativamente ao limite da área de estudo definida. Contudo, as plantações que se situam em ambos os lados da estrada privada de acesso à herdade do Tojal podem talvez perturbar ligeiramente o escoamento atmosférico. As amoreiras brancas, no sector sudeste, encontram-se a uma distância mínima de cerca de 200 m do ponto de amostragem. Os sobreiros no sector sudeste podem criar, contudo, menor influência, pois localizam-se a uma distância superior

a 270 m. No sector a sul do ponto de amostragem localizam-se quatro sobreiros a cerca de 160 m. Porém, como têm alturas relativamente baixas, menores que 1 m, espera-se que a sua influência no escoamento atmosférico seja pequena.

Na Fig. 3-9 apresenta-se um esquema que ilustra o equipamento do sistema de correlação turbulenta, do sistema meteorológico e do sistema de aquisição de dados, assim como toda a interligação entre esses mesmos sistemas.

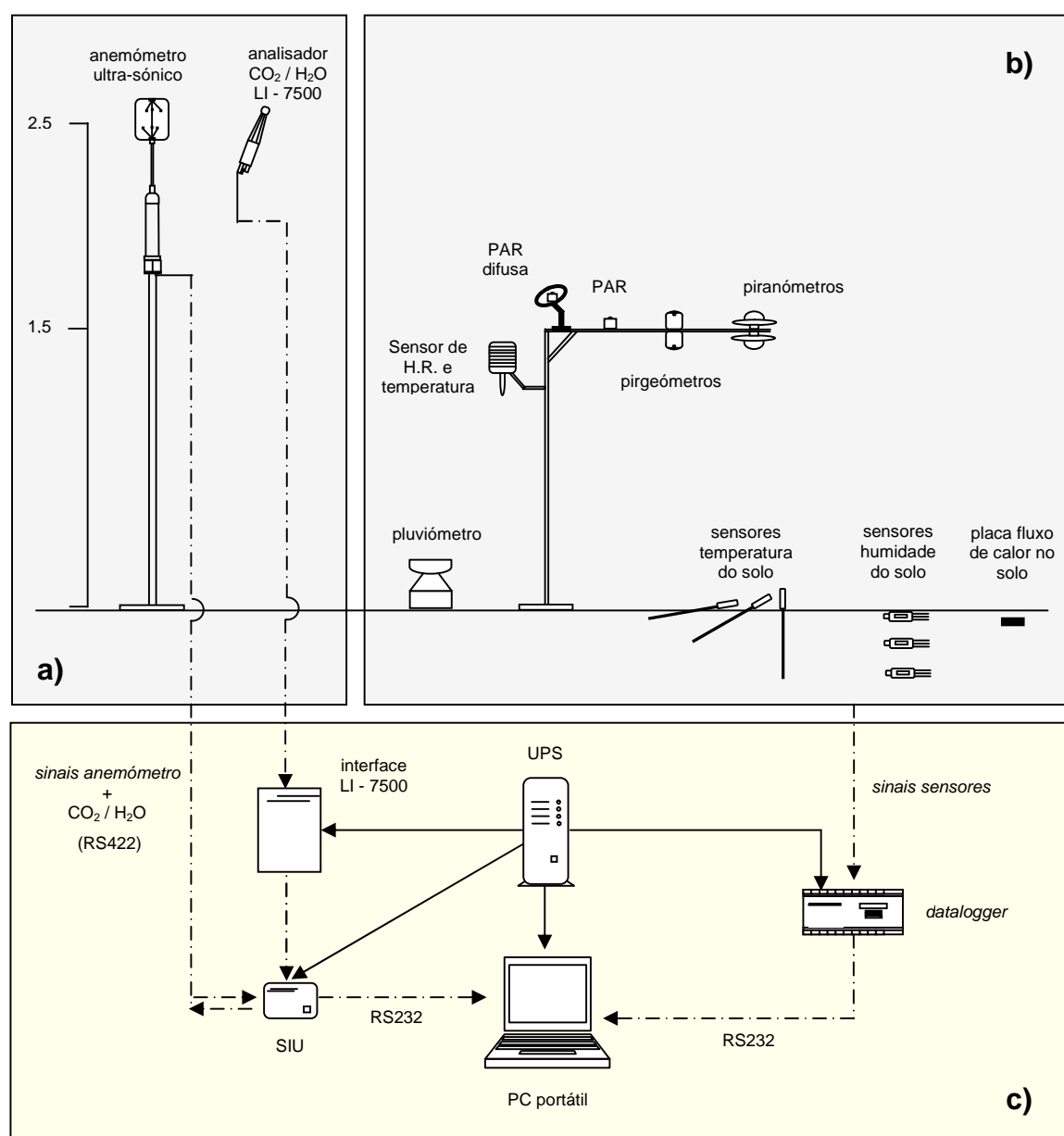


Fig. 3-9. Representação esquemática do equipamento que compõe o sistema de correlação turbulenta (a), o sistema meteorológico (b) e o sistema de aquisição de dados (c). O posicionamento do equipamento não segue a ordem na qual ele foi instalado.

Na Fig. 3-10 mostra-se uma fotografia da estação de amostragem, na qual se pode identificar a vedação que foi colocada para excluir os animais, aquando dos eventos de pastoreio, e uma caixa de campo estanque para proteger todo o equipamento mais sensível.



Fig. 3-10. Estação de amostragem.

3.2.1.1. Sistema de correlação turbulenta

O sistema de correlação turbulenta consiste num anemómetro ultra-sónico 3D (modelo 1210R3, Gill Instruments Ltd., Lymington, UK) e um analisador de CO₂/H₂O de percurso aberto (IRGA, modelo LI-7500, LI-COR Inc., Lincoln, NE, USA), permitindo medir de uma forma contínua os fluxos de dióxido de carbono, vapor de água e calor sensível. Para se determinar a altura de medição (z), ou de colocação do anemómetro, usou-se a regra empírica, amplamente usada pela sua simplicidade, de que $z \leq fetch/100$ (Businger, 1986; Eugster e Senn, 1995). Isto significa que se considerou que a camada interna ajustada se desenvolve a uma taxa de 1% aquando de uma mudança de rugosidade ou perturbação no escoamento (ver ponto 2.2.2.3). Contudo, é importante sublinhar que esta taxa varia de acordo com o tipo de mudança de rugosidade (rugoso-liso; liso-rugoso) e com as condições de estabilidade atmosférica, podendo variar de 10%, em condições instáveis, a 0,2%, em condições muito estáveis (Garratt, 1992). Portanto, 1% parece ser um valor bastante razoável para a determinação da altura de medição. Assim, sendo que a distância mínima de *fetch* disponível é de 250 m, e as perturbações mais importantes estão localizadas a mais

de 250 m de distância do ponto de medição, determinou-se uma altura máxima de medição de 2,5 m, na qual o anemómetro foi colocado.

A separação lateral dos sensores foi tomada em consideração. De uma forma geral, esta não deve ser superior a 10% da altura de medição acima do plano zero (Moore, 1986). Contudo, Kristensen e Fitzjarrald (1984) sugerem uma distância superior, a qual não deve passar os 20% da altura de medição acima do plano zero. Assim, neste estudo, o analisador de CO₂/H₂O foi colocado com uma separação lateral de cerca de 25 cm, uma distância suficientemente razoável dado que a altura mínima de medição acima do plano zero foi estimada em cerca de 2,2 m. A separação vertical dos sensores é outra condição importante, especialmente quando se usa um analisador de percurso aberto (Kristensen et al., 1997). Estes autores recomendam, quando se mede relativamente perto da superfície, colocar o analisador abaixo do anemómetro para reduzir a perda de fluxo de um determinado escalar. Por exemplo, estimaram uma perda de fluxo de apenas 2% quando o analisador é colocado 20 cm abaixo de um anemómetro a 1 m de altura, sendo ainda mais reduzida para alturas superiores de medição. Assim, neste estudo, estima-se que a perda de fluxo deverá ser também muito baixa, uma vez que o analisador de CO₂/H₂O foi colocado a cerca de 12 cm abaixo do anemómetro (localizado a uma altura de medição superior, 2,5 m). Para minimizar a acumulação de poeiras e água nas janelas ópticas do analisador, este foi colocado com uma inclinação de cerca de 30°. Além desta preocupação, o analisador foi também orientado tendo em consideração a direcção dos ventos dominantes e o efeito negativo da radiação solar directa sobre as janelas ópticas.

O anemómetro ultra-sónico consiste numa cabeça de medição com três pares de transdutores e foi usado para medir as três componentes da velocidade do vento (u , v e w) e a velocidade do som (c). O princípio de operação é simples; cada par de transdutores emite alternadamente impulsos de ultra-sons de alta-frequência; o tempo de transição entre os transdutores é determinado (t_1 e t_2 , respectivamente o tempo de transição na direcção do primeiro e segundo transdutores, do par de transdutores); conhecida a distância (l) entre os transdutores, o vector velocidade (V) ao longo da linha de um par de transdutores pode ser derivado pela seguinte equação (Gill, 2002):

$$V = 0,5l(1/t_1 - 1/t_2) \quad (3-1)$$

De acordo com a geometria dos três pares de transdutores, o software do anemómetro transforma esses vectores velocidade nas três componentes da velocidade do vento. A velocidade do som é também obtida pelas medições de t_1 e t_2 , em cada par de transdutores, como se segue:

$$c = 0,5(1/t_1 + 1/t_2) \quad (3-2)$$

O software do anemómetro calcula também a temperatura sónica (T_{sonica}), aproximadamente igual à temperatura virtual, pela seguinte relação com a velocidade do som:

$$T_{sonica} = \frac{1}{3} \left(\frac{c_1^2}{403} + \frac{c_2^2}{403} + \frac{c_3^2}{403} \right) \quad (3-3)$$

onde c_1 , c_2 e c_3 são as velocidades do som medidas no primeiro, segundo e terceiro pares de transdutores. Contudo, a componente normal da velocidade do vento, em cada eixo de medição dos pares de transdutores, causa erros na medições de T_{sonica} e c . Isto acontece porque a velocidade do vento desvia ligeiramente os pulsos de ultra-sons da linha recta entre cada par de transdutores. O software interno tem esse facto em atenção e efectua instantaneamente a correcção para a influência da velocidade do vento, usualmente conhecida por correcção do vento cruzado (*crosswind correction*), usando uma equação similar àquela desenvolvida por Liu et al. (2001):

$$T_{sonica} (corrigida) = \frac{1}{3} \left(\frac{c_1^2}{403} + \frac{c_2^2}{403} + \frac{c_3^2}{403} \right) + \frac{1}{3} \left(\frac{V_{n1}^2}{403} + \frac{V_{n2}^2}{403} + \frac{V_{n3}^2}{403} \right) \quad (3-4)$$

O segundo termo da equação representa o factor de correcção, onde V_{n1} , V_{n2} e V_{n3} são as componentes normais da velocidade do vento para o primeiro, segundo e terceiro eixos de medição dos pares de transdutores.

De acordo com a magnitude de u , v , w e c , o anemómetro cria sinais de saída que variam de -2,5 a 2,5V. Convém mencionar que o sinal de saída relativo a c pode ser substituído por T_{sonica} , dependendo da configuração desejada.

O analisador LI-7500, usado para medir as concentrações de CO₂ e H₂O, é constituído por uma cabeça de medição com duas janelas ópticas, em que numa se dá a emissão de feixes de radiação infravermelha e na outra a recepção desses mesmos feixes. A teoria de operação baseia-se na determinação da absorvância da radiação infravermelha por cada um dos gases, os quais absorvem radiação em comprimentos de onda específicos. Especificamente, o analisador LI-7500 aproxima a absorvância (α_i) do gás i (CO₂ ou H₂O) pela seguinte equação (Li-Cor, 2004):

$$\alpha_i = (1 - A_i / A_{io}) \quad (3-5)$$

onde A_i é a energia recebida pelo receptor quando a fonte emite um feixe de energia com o comprimento de onda específico do gás i e A_{io} a energia recebida pelo receptor quando a fonte emite um feixe de energia com um comprimento de onda não absorvido pelo gás i . O LI-7500 mede alternadamente A_i e A_{io} 152 vezes por segundo. Contudo, A_i e A_{io} são medidos no mesmo detector e este apresenta imperfeições no tempo de resposta. Devido a isso, existe uma ligeira sensibilidade cruzada entre os gases medidos. Portanto, a fim de corrigir este problema, a absorvância de cada gás é corrigida instantaneamente pelo software do analisador. Esta correcção usa um factor de resposta da sensibilidade cruzada (x_{ji}) do gás j (se i representa o CO₂, j representa o H₂O e vice versa) sobre o gás i , o qual é determinado em cada calibração efectuada. Portanto, α_i passa a ter a seguinte forma:

$$\alpha_i = \left(1 - \left[\frac{A_i}{A_{io}} + X_{ji} \left(1 - \frac{A_j}{A_{jo}} \right) \right] \right) \quad (3-6)$$

A relação entre a absorvância do gás i e a sua densidade molar (ρ_i , mmol m⁻³) é dada pela seguinte equação:

$$\rho_i = P_{ei} f_i [\alpha_i z_t S_i / P_{ei}] \quad (3-7)$$

onde P_{ei} é a pressão equivalente do gás i , f_i a função polinomial de calibração da relação entre a absorvância e a concentração do gás i , fornecida pelo fabricante, z_i o valor variável do zero e S_i o valor do *span*. O z_i relaciona-se com o valor do zero do gás i , Z_i , e é calculado pelo software do analisador de acordo com a variação da temperatura do detector. Z_i e S_i devem, segundo o fabricante, ser calibrados pelo menos uma vez por mês.

A calibração do zero e do *span* do vapor de água e do dióxido de carbono é efectuada através de um software disponibilizado pelo fabricante. Neste estudo, usou-se um gás neutro, azoto (N_2) puro, na calibração do zero de ambos os gases. Na calibração do *span* do dióxido de carbono usou-se dióxido de carbono a 350 ppm. O *span* do vapor de água foi calibrado com valores da temperatura do ponto de orvalho, estimados a partir da humidade relativa e temperatura do ar (usando fórmulas físicas convencionais). O software do analisador permite também configurar os canais DAC, os quais convertem os sinais digitais das concentrações em sinais analógicos (0-5 V). O intervalo de concentrações de vapor de água e dióxido de carbono para esse intervalo de voltagem pode ser escolhido livremente, mas de acordo com a variabilidade nas concentrações espectáveis para cada local em particular. No caso deste estudo, escolheu-se um intervalo de 12-26 mmol m⁻³, para o canal do dióxido de carbono, e 0-1500 mmol m⁻³, para o canal do vapor de água.

Inicialmente, em Junho de 2004, foi instalado um sistema de correlação turbulenta que recorria a um anemómetro ultra-sónico R2 e a um analisador de CO₂/H₂O de percurso fechado (modelo LI-6262). Contudo, ambos os aparelhos apresentaram alguns problemas e, por isso, foram sequencialmente substituídos pelos descritos acima. As alterações foram efectuadas antes do início do ano hidrológico 2004-2005, pelo que o equipamento novo fez toda a campanha de medição usada neste estudo. O analisador LI-6262 demonstrou ser pouco adequado às condições climáticas do Verão Alentejano. Usualmente, o analisador desligava-se com temperaturas elevadas dentro da caixa de campo. A caixa de campo não foi colocada directamente sobre o solo, mas a sua proximidade potenciava a elevação da temperatura dentro da mesma. A ventilação da caixa também não se mostrava suficiente para evitar essa ocorrência. Por outro lado, o ar que era continuamente enviado para a célula de medição do analisador era por vezes tão quente (> 40°C) que, por si só, levava o

analisador a desligar. O uso do analisador de percurso aberto (LI-7500) resolveu esse problema e trouxe outras vantagens inequívocas, tais como a redução de equipamento (bomba de vácuo, tubagens, transdutor de pressão, filtros, etc.), baixa manutenção e intervalos de calibração alargados. Não obstante, este analisador tem também as suas desvantagens, nomeadamente medições de baixa fiabilidade em períodos de chuva ou com humidades relativas próximas de 100%. Contudo, este problema não é de todo grave, pois geralmente numa parte significativa desses períodos as condições não são ideais à aplicação da técnica da correlação turbulenta.

3.2.1.2. Sistema meteorológico

O sistema meteorológico contempla uma panóplia de equipamento, devidamente seleccionado de acordo com os objectivos de estudo, para medir quer os principais parâmetros climatológicos, quer os principais parâmetros do solo (Fig. 3-9; Tabela 3-1).

Tabela 3-1. Equipamento usado no sistema meteorológico

Parâmetro	Sensor	Fabricante	Localização
radiação solar global, incidente (R_s)	Solarímetro de Casella (piranómetro)	Casella London Ltd., Kempston, UK	1,5 m de altura
radiação solar global, reflectida (R_{sr})	Starpyranometer 8101 (piranómetro)	Philipp Schenk, Wien, AT	1,5 m de altura
radiação infravermelha incidente (L_i)	CG-3 (pirgeómetro)	Kipp & Zonen, Delft, NL	1,5 m de altura
radiação infravermelha terrestre (L_t)	CG-3 (pirgeómetro)	Kipp & Zonen, Delft, NL	1,5 m de altura
radiação fotossinteticamente activa incidente (PPFD)	LI-190SA (PAR)	LI-COR, Lincoln, Nebraska, USA	1,5 m de altura
radiação fotossinteticamente activa difusa (PPFDd)	QS-1 (PAR)	Delta-T Devices, Burwell, Cambridge, UK	1,5 m de altura
humidade relativa do ar (HR)	MP300	Campbell Scientific Ltd., Shepshed, UK	1,5 m de altura
temperatura do ar (T)	MP300	Campbell Scientific Ltd., Shepshed, UK	1,5 m de altura
precipitação (PPT)	ARG100 (pluviómetro)	Environmental Measurements Ltd., Gateshead, UK	sobre o terreno
temperatura do solo (T_s)	PRT	—	2, 10 e 20 cm de profundidade
humidade do solo (θ_v)	ML2x	Delta-T Devices, Burwell, Cambridge, UK	2, 15 e 30 cm de profundidade
fluxo de calor no solo (G)	HFT-3	Campbell Scientific Ltd., Shepshed, UK	8 cm de profundidade

Piranómetros e pirgeómetros

O princípio de operação dos piranómetros usados neste estudo é idêntico. Cada um deles é composto por uma cúpula de vidro que engloba uma secção circular com um área pintada de branco e outra de preto. Quando exposta à radiação solar, a área preta aquece mais do que a branca e a diferença de temperatura entre elas é medida por termo-pilhas. Estas convertem essa diferença de temperatura num sinal analógico (voltagem), o qual é directamente proporcional à radiação solar directa e difusa (W m^{-2}), isto é, a radiação solar global ($0,3 - 3 \mu\text{m}$ do espectro electromagnético).

Os pirgeómetros usam uma janela óptica de silicone sensível à radiação infravermelha dos $4,5$ aos $40 \mu\text{m}$ do espectro electromagnético. Além de receberem radiação infravermelha, os pirgeómetros emitem também a sua devido a perderem energia para a camada de ar circundante. Por isso, a voltagem criada pela termo-pilha, que se situa imediatamente abaixo da janela óptica de silicone, é directamente proporcional ao balanço (W m^{-2}) entre a radiação infravermelha recebida e emitida pelo sensor. Como o pirgeómetro tem incorporado um termistor para medir continuamente a temperatura do seu corpo, a radiação infravermelha emitida pelo sensor pode ser facilmente calculada pela lei de *Stefan-Boltzmann*. Assim, somando esta à radiação infravermelha medida pelo pirgeómetro, obtém-se a radiação infravermelha que o sensor recebe.

Uma vez medidas as componentes descendentes e ascendentes de radiação solar global e infravermelha, o balanço de radiação (R_n , W m^{-2}) foi calculado da seguinte forma:

$$R_n = (R_s - R_{sf}) + (L_i - L_t) \quad (3-8)$$

Sensores PAR

Apesar de se ter usado dois sensores PAR de fabricantes diferentes, o princípio de operação é igual em ambos. O sensor consiste, basicamente, numa célula de silicone sensível à radiação do espectro visível ($0,4 - 0,7 \mu\text{m}$). A energia recebida nessa gama de comprimentos de onda é convertida em voltagem proporcional à densidade do fluxo de fotões ($\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$). Para medir a componente difusa da radiação fotossinteticamente activa foi construído um anel de ensombramento, devidamente colocado de acordo com a

latitude de lugar. Para garantir medições fiáveis, as medições deste parâmetro foram comparadas e ajustadas às medições obtidas numa estação meteorológica, localizada na Mitra, a qual dispunha de um sensor de fábrica para o efeito. Devido à constante variação da altura do sol, o anel de ensombramento requer um ajuste semanal.

Sensor de humidade relativa e temperatura

O sensor de humidade relativa foi elaborado de forma a mudar as suas características eléctricas em resposta a alterações extremamente pequenas de humidade do ar. Estas alterações são detectadas, linearizadas e amplificadas pelo circuito eléctrico do sensor, o qual propicia um sinal analógico (voltagem) proporcional à humidade relativa do ar (%). Por sua vez, o sensor de temperatura do ar consiste num circuito eléctrico integrado, combinado com um elemento PRT (*Platinum Resistance Thermometer*). A resistência deste elemento varia de acordo com a temperatura do ar e o circuito eléctrico integrado permite convertê-la em voltagem proporcional à temperatura do ar (°C). Ambos os sensores estão colocados dentro de uma protecção que evita influências directas da radiação, precipitação, gelo, etc., nas medições.

Pluviómetro

O pluviómetro consiste num funil, de área conhecida, que colecta a água da chuva e a encaminha para uma pequena balança com dois recipientes. Assim que um recipiente está cheio o braço da balança move-se graviticamente, despejando-o. Este movimento permite também posicionar o segundo recipiente debaixo do funil, e assim que este se enche o processo é repetido até que o evento de precipitação cesse. Em cada descarga de água, a qual corresponde a 0.2 mm de precipitação, existe um contacto de apenas alguns milissegundos entre palhetas magnéticas, gerando um impulso eléctrico. O número de impulsos eléctricos pode ser contabilizado nos contadores de alta velocidade de um *datalogger*, como mais abaixo discutido.

Sensores PRT da temperatura do solo

O funcionamento destas sondas de temperatura do solo é bastante simples. Usam um elemento PRT, tal como o sensor da temperatura do ar, o qual apresenta uma resistência

variável em função da temperatura do solo. A única diferença é que estas sondas estão desprovidas de qualquer circuito eléctrico que converta a resistência em voltagem e, portanto, o sinal de saída é a resistência do elemento. Como a relação entre a resistência e a temperatura é conhecida, a temperatura do solo ($^{\circ}\text{C}$) é calculada.

Sensores de humidade do solo

Os sensores de humidade do solo consistem em pequenos cilindros estanques, que contêm toda a electrónica, e quatro elementos metálicos que se inserem no solo. O sensor gera um sinal de 100 MHz ao longo de uma linha interna de transmissão, a qual que se estende no solo pela média do conjunto dos quatro elementos metálicos. A impedância deste conjunto varia com a impedância do solo, a qual é controlada pela constante dieléctrica do solo e pela condutividade iónica. Como a frequência de 100 MHz minimiza os efeitos da condutividade iónica, as alterações na impedância da linha de transmissão são apenas dependentes da constante dieléctrica do solo. Como a constante dieléctrica da água (aprox. 81) é muito mais elevada do que a constante dos materiais do solo (3-5) e do ar (1), a constante dieléctrica do solo é primeiramente determinada pelo conteúdo de água no solo. Assim, as alterações do conteúdo de água no solo afectam a impedância da linha de transmissão e, portanto, a reflexão do sinal de 100 MHz. Tendo por base as alterações da reflexão do sinal de 100 MHz, o sensor emite um sinal analógico (voltagem) proporcional ao conteúdo volumétrico de água no solo (%).

Sensor do fluxo de calor no solo

O sensor do fluxo de calor no solo consiste numa pequena placa circular, de área e condutividade conhecidas, que contém no seu interior uma termo-pilha. Esta mede os gradientes de temperatura através da placa e gera um sinal analógico (voltagem) proporcional ao fluxo de calor no solo (W m^{-2}). Neste estudo, a placa do fluxo de calor no solo foi instalada a 8 cm de profundidade para minimizar a influência do encharcamento superficial e o possível deficiente contacto com o solo. Quando se toma esta opção, o armazenamento de calor na camada acima da placa deve ser contabilizado. Desta forma, o fluxo de calor no solo à superfície (G_s , W m^{-2}) foi obtido somando o fluxo de calor no

solo, medido a 8 cm de profundidade (G_8 , W m⁻²), com o armazenamento de energia nessa camada de 8 cm de solo acima da placa (A_8 , W m⁻²):

$$G_s = G_8 + A_8 \quad (3-9)$$

O A_8 foi determinado pela seguinte expressão (Campbell, 2003):

$$A_8 = \Delta T_s C_s d / t \quad (3-10)$$

onde ΔT_s é a alteração da temperatura do solo (K) num determinado período de tempo (t , s), C_s a capacidade calorífica do solo húmido (J m⁻³ K⁻¹) e d a profundidade da placa (m). A medição da temperatura do solo deve ser efectuada ligeiramente abaixo da placa. Como neste estudo isso não aconteceu, usou-se a média da temperatura medida a 2 e 10 cm de profundidade, e a sua variação, ΔT_s , foi examinada para intervalos de tempo de 1800 s. C_s foi determinado de acordo com a seguinte equação:

$$C_s = \rho_b C_d + \theta_v \rho_w C_w \quad (3-11)$$

onde ρ_b é a densidade aparente do solo (kg m⁻³), C_d a capacidade calorífica de um solo mineral seco (J kg⁻¹ K⁻¹), θ_v o conteúdo volumétrico de água no solo (m³ m⁻³), ρ_w a densidade da água (kg m⁻³) e C_w a capacidade calorífica da água (J kg⁻¹ K⁻¹). O conteúdo de água no solo deve também ser medido ligeiramente abaixo da placa. Contudo, aproximou-se essa medida pela média das medições de θ_v a 2 e 15 cm de profundidade. Considerando uma variação linear de θ_v nessa camada de 15 cm, essa média representa, mais ou menos, uma medição ao nível da placa do fluxo de calor no solo.

3.2.1.3. Sistema de aquisição de dados

O sistema de aquisição de dados é constituído, basicamente, por três equipamentos principais, a unidade SIU (*Sensor Input Unit*), o *datalogger* e o computador portátil, apoiados por uma UPS com capacidade para manter o sistema em funcionamento durante cerca de 1h em caso de falhas de energia eléctrica (Fig. 3-9).

A unidade SIU do anemómetro ultra-sónico permite ligar até 6 canais analógicos com resolução de 14 bits. Dois desses canais foram usados para receber os sinais analógicos (do CO₂ e H₂O), provenientes da interface do analisador LI-7500. Esta unidade permitia enviar continuamente esses sinais ao circuito eléctrico do anemómetro, onde eram reunidos com os sinais analógicos do anemómetro (u , v , w e c). Seguidamente, o anemómetro enviava todos os sinais, em conjunto, no formato RS422 para a unidade SIU, a qual os enviava subsequentemente no formato RS232 para o computador portátil.

O *datalogger* (DT-605, Datataker Ltd., Cambridge, UK) foi usado para adquirir e processar os sinais provenientes do equipamento meteorológico. Ele disponibiliza 10 canais analógicos, o que permite efectuar 30 ligação partilhadas (*single ended*) ou 10 diferenciais. Adicionalmente, dispõe de 3 contadores de alta velocidade e 4 canais digitais. Como anteriormente discutido, a maior parte do equipamento meteorológico usado produzia sinais analógicos. Para se otimizar o uso do *datalogger* optou-se por ligações partilhadas, sempre que permitido pelo equipamento. Por exemplo, os sensores de temperatura e humidade relativa do ar foram ligados do modo diferencial pois, segundo o fabricante, é a única forma de evitar demasiado ruído nas leituras. O único equipamento não ligado aos canais analógicos do *datalogger* foi o pluviómetro, pois os impulsos eléctricos criados em cada descarga de água só podem ser adquiridos pelos contadores de alta velocidade. Os dados adquiridos e processados pelo *datalogger* eram enviados através de uma ligação RS232 para o computador portátil.

O computador portátil foi usado para receber *online* todos os dados enviados pelo *datalogger* e pela SIU. Para o efeito, foram instalados dois *softwares*, um para controlar a aquisição dos dados enviados pela SIU, Eddy meas (Kolle e Rebmann, 2007), e outro para controlar a aquisição dos dados meteorológicos enviados pelo *datalogger* (*Delogger* 4, Datataker Ltd., Cambridge, UK).

O *Eddy meas* consiste numa aplicação desenvolvida para o Windows, escrita na linguagem *Visual Basic*. De um modo geral, através de uma interface gráfica, este permite configurar os sinais de saída do anemómetro, a frequência de medição, a média pretendida, e introduzir os intervalos das concentrações de H₂O e CO₂ previamente definidas. Outras informações como a altura de medição, altitude, etc., podem também ser configuradas. Dentro destas, aquelas que parece importante destacar são a frequência de medição e a

média, as quais foram definidas para 20 Hz e 30 minutos, respectivamente. O período médio de 30 minutos e a frequência de 20 Hz foram escolhidos de acordo com as recomendações da comissão científica do projecto *CARBOEUROPE*. Uma vez configurado, o software está apto para apresentar uma nova interface gráfica especialmente desenvolvida para a aquisição de dados. Nesta pode-se observar a aquisição instantânea das três componentes da velocidade do vento, velocidade do som e concentração de H₂O e CO₂. Também disponibiliza, de uma forma gráfica, a evolução temporal dos valores médios dos fluxos (não corrigidos), entre outras variáveis. Como a sua função principal é aquisição de dados, este software cria e guarda no disco do computador ficheiros *.slt, que contêm os dados turbulentos no formato binário, para um processamento posterior.

O Software *Delogger 4* foi especialmente desenvolvido para programar todas as ligações efectuadas no *datalogger*, converter os sinais recebidos nos parâmetros físicos respectivos e calcular parâmetros estatísticos, tais como médias e desvios padrão. No caso deste estudo, o *datalogger* foi programado para ler os sinais emitidos pelos sensores meteorológicos de 30 em 30 segundos e efectuar médias de 30 minutos e seus respectivos desvios padrão. Também se programou a conversão de alguns dos sinais emitidos pelos sensores meteorológicos nos seus respectivos parâmetros físicos. O *datalogger* foi também programado para enviar, a cada 30 minutos, os dados processados para o computador portátil, onde eram guardados em ficheiros *.txt para análise posterior.

3.2.2. Medição da estrutura e biomassa da vegetação

Um bom entendimento da transferência de dióxido de carbono, vapor de água e energia entre um ecossistema e a atmosfera requer o conhecimento da estrutura, biomassa e composição da vegetação. Isto torna-se particularmente importante em pastagens mediterrânicas, onde a maior parte da vegetação consiste em espécies anuais que apresentam uma dinâmica sazonal marcada em função da variação sazonal das condições meteorológicas. Portanto, neste estudo, elaborou-se um plano de medições que consistiu em medir o índice de área foliar, a biomassa da parte aérea e a composição florística, com uma frequência capaz de se assegurar a observação de todas as variações mais importantes.

O índice de área foliar (IAF) foi determinado com uma frequência a variar de uma vez por mês, durante as fases mais estacionárias do crescimento da vegetação, a duas por mês, nos

períodos em que a biomassa verde apresentava um rápido desenvolvimento ou declínio. O método seguido para a sua determinação foi o mais tradicional, que, apesar de permitir boas estimativas, é aquele que requer mais trabalho. Para o efeito, construiu-se um quadrado de arame com 25 cm de lado, o qual era usado para orientar a colheita de amostras de biomassa da parte aérea em 6 locais diferentes da área de estudo, cobrindo os principais sectores de vento. De todas as amostras colhidas, as folhas verdes eram separadas e subsequentemente digitalizadas recorrendo a um *scanner* comum. Posteriormente era usado um software comercial (Sigmascan, Systat Software UK Ltd., London, UK) para determinar a área das folhas de cada amostra. Conhecida a área da amostra, o IAF ($\text{m}^2 \text{m}^{-2}$) era calculado. O IAF da pastagem resultava, assim, da média do IAF das 6 amostras.

A biomassa da parte aérea foi, usualmente, determinada uma vez por mês. Normalmente, recorria-se ao material colhido para a determinação do IAF. Num primeiro passo, as partes mortas das plantas de cada amostra eram separadas das partes verdes. Ambas as partes eram posteriormente colocadas, separadamente, em cuvetes de alumínio e inseridas numa estufa a 65 °C, durante 72h. Passado esse tempo, eram retiradas da estufa e pesadas. Assim, conhecida a área da amostra, a biomassa seca da parte aérea (kg m^{-2}) de cada amostra era determinada. Uma vez que o peso seco de material morto era também conhecido, a sua percentagem na amostra total podia ser calculada. A biomassa seca da parte aérea e a percentagem de matéria morta da pastagem eram então calculadas como a média dos valores das 6 amostras.

O IAF e a biomassa da parte aérea foram também determinados em áreas com exclusão de animais, para avaliar o impacto do pastoreio no desenvolvimento da vegetação. Para o efeito, foram instaladas 6 gaiolas de exclusão de animais a cerca de 50 m de distância, em volta, da estação de amostragem. A sua instalação foi realizada em Abril de 2005, pelo que a avaliação acima descrita pôde ser apenas efectuada durante o ano hidrológico 2005-2006. Cada gaiola de exclusão (Fig. 3-11) tinha cerca de 1 m^2 e foi construída com uma rede metálica coberta por uma camada de plástico, a fim de evitar o enferrujamento. As medições dentro destas gaiolas de exclusão foram efectuadas aquando da medição dos respectivos parâmetros fora destas, mas apenas entre Dezembro de 2005 e Maio de 2006.

Por fim, a composição florística da pastagem e a percentagem de cobertura de cada espécie foi determinada no pico de crescimento de ambos os anos hidrológicos. Essa altura é ideal, pois as espécies estão plenamente desenvolvidas, facilitando a sua identificação. A metodologia seguida consistiu em examinar 16 áreas com $0,25 \text{ m}^2$ cada. Para isso foi construído um quadrado de madeira com linhas de pesca intercaladas, formando uma malha com pequenas áreas de 4 cm^2 . Embora essa malha criasse uma grande dificuldade em colocar o quadrado no terreno, ela permitia de uma forma favorável estimar a área aproximada de terreno que as plantas de uma determinada espécie ocupavam dentro do quadrado de madeira. Como a área deste era conhecida, a percentagem de cobertura de cada espécie era calculada. Portanto, a percentagem de terreno coberto por cada espécie existente na pastagem era obtida pela média dos resultados para os 16 pontos de medição.



Fig. 3-11. Exemplo de uma gaiola de exclusão de animais, instalada na área de estudo.

3.3. Processamento dos dados e computação dos fluxos

Os dados instantâneos provenientes do sistema de correlação turbulenta foram processados *off-line* usando o software *Eddyflux* (Kolle e Rebmann, 2007). Os fluxos de vapor de água (E), calor sensível (H) e dióxido de carbono (NEE) foram calculados pelo método da correlação turbulenta, como se segue (ver ponto 2.2.1):

$$H = \rho C_p \overline{w' T'_{sonica}} \quad (3-12)$$

$$E = \overline{w' \rho'_v} \quad (3-13)$$

$$NEE = \overline{w' c'} \quad (3-14)$$

onde ρ é a massa volúmica do ar seco (kg m^{-3}), C_p o calor específico do ar a uma pressão constante ($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$), w' a flutuação da velocidade do vento vertical (m s^{-1}), T'_{sonica} a flutuação da temperatura sónica (K), ρ'_v a flutuação da concentração de vapor de água (mmol m^{-3}) e c' a flutuação da concentração de dióxido de carbono (mmol m^{-3}). O fluxo de calor latente (λE) foi calculado multiplicando o fluxo de vapor de água pelo calor latente de vaporização da água (λ) e o peso molecular da água. A barra superior representa o período médio, que neste estudo, como anteriormente discutido, foi definido para 30 minutos. Convencionou-se que um fluxo positivo representa a transferência do ecossistema para a atmosfera.

No cálculo de E e NEE, o tempo de atraso das medições das concentrações relativamente às medições da componente vertical da velocidade do vento, devido à separação dos sensores e à deficiência no tempo de resposta do analisador, foi tido em consideração (este tempo de atraso foi determinado pelo software para maximizar as covariâncias e variou, usualmente, de 0,2 a 0,5 segundos). Antes do cálculo dos fluxos, a velocidade vertical média (\bar{w}) foi forçada para zero (pressuposto da aplicação da técnica da correlação turbulenta), usando a rotação 2D do sistema de coordenadas (Mcmillen, 1988). Normalmente um terreno não é totalmente plano, e mesmo que o seja nem sempre se consegue uma colocação do anemómetro na qual as linhas de corrente do escoamento atmosférico sejam totalmente perpendiculares ao mesmo. Assim, a rotação de coordenadas deve ser sempre aplicada e pode variar de acordo com o ecossistema estudado. Por

exemplo, a rotação 2D do sistema de coordenadas tem sido recomendada pela comissão científica do projecto *CARBOEUROPE* para pastagens com terrenos razoavelmente planos. Já para florestas aconselha-se o ajuste das componentes da velocidade do vento a um plano (*planar fit*) de acordo, por exemplo, com Wilczak et al. (2001).

A detecção e remoção de *spikes* nas séries temporais, para cada uma das três componentes da velocidade do vento, temperatura sónica e concentrações de CO₂ e H₂O, foi também realizada, de uma forma similar àquela proposta por Vickers e Mahrt (1997). Os *spikes*, segundo estes autores, são um conjunto de três pontos sucessivos numa série temporal com magnitude de vários desvios padrão acima de uma média móvel de 5 minutos, e resultam, normalmente, quer de erros electrónicos no sistema de monitorização e aquisição, quer de interferências nos transdutores do anemómetro ultra-sónico e/ou analisador de CO₂/H₂O. Neste estudo, a detecção de *spikes* foi feita usando, não o desvio padrão, mas sim taxas de alteração de cada um dos parâmetros acima citados. Estas taxas estão predefinidas pelo software usado, mas podem ser alteradas de acordo com as necessidades. Tal como no processo desenvolvido por Vickers e Mahrt (1997), após a detecção dos *spikes*, estes são removidos e as falhas resultantes na série temporal interpoladas linearmente. A par com a detecção e remoção de *spikes*, foi também elaborada a identificação e contabilização de medições instantâneas fora de limites absolutos realísticos, para cada um dos parâmetros supracitados. Na definição dos limites absolutos de cada parâmetro seguiu-se a sugestão de Vickers e Mahrt (1997).

Os fluxos médios de calor sensível foram corrigidos para a influência da humidade do ar, aplicando a correcção de *Schotanus/Liu* (Schotanus et al., 1983; Liu et al., 2001) (ver ponto 2.2.2.5). Os fluxos médios de dióxido de carbono e vapor de água foram, por sua vez, corrigidos para a influência da flutuação da densidade do ar, que resulta da transferência de calor e vapor de água à superfície, aplicando o algoritmo de *Webb–Pearman–Leuning* (Webb et al., 1980) (ver ponto 2.2.2.4).

Neste estudo não se adicionou o termo de armazenamento de dióxido de carbono (ver ponto 2.2.2.2) ao NEE calculado, porque não foram efectuadas medições do perfil da concentração de dióxido de carbono, como seria ideal. Após se ter calculado esse termo, seguindo a prática corrente de se usar a concentração de dióxido de carbono medida no único ponto de medição, verificou-se que a sua magnitude era insignificante, pelo que

podia ser desprezável. De certa forma, este resultado era esperado, visto que se mediu a uma altura baixa (2,5m) e sobre uma vegetação relativamente curta e arejada, quando comparada, por exemplo, com florestas serradas.

3.4. Controlo da qualidade dos dados

3.4.1. Rotinas de manutenção da qualidade dos dados

Um primeiro passo para assegurar a qualidade dos dados, ou das medições efectuadas, passa por definir uma rotina de manutenção, limpeza e calibração dos equipamentos usados. Neste estudo, todos os equipamentos que compreendiam o sistema meteorológico e de correlação turbulenta foram monitorizados duas vezes, ou mais, por semana. Em cada monitorização procedia-se a qualquer ajuste que se achasse necessário e à limpeza de poeiras, dejectos de pássaros, etc. A manutenção da qualidade das medições das concentrações de CO₂ e H₂O foi também assegurada pelas calibrações mensais do analisador de percurso aberto (LI-7500), recomendadas pelo fabricante. Adicionalmente, com base nos dados de humidade relativa e temperatura do ar, procedeu-se à estimativa das concentrações de H₂O na atmosfera, a qual constituiu um bom instrumento de validação da qualidade dos valores de H₂O medidos pelo analisador.

Por fim, a qualidade dos dados meteorológicos medidos, nomeadamente a temperatura, precipitação e as componentes incidentes da radiação, foi também assegurada por uma rotina de comparação com os dados medidos, quer numa estação meteorológica, quer numa estação de medição de fluxos, situadas na Mitra, a cerca de 8 km de distância.

3.4.2. Processo de filtragem dos dados

Existe um conjunto de condicionantes, nomeadamente de natureza instrumental e ambiental, que poderão conduzir à obtenção de fluxos de qualidade duvidosa por parte de um sistema de correlação turbulenta. A fim de se obter estimativas coerentes e com um grau de confiança considerável é necessário proceder à filtragem dos valores originais (30 minutos de média), excluindo aqueles que se consideram “ilegais” ou que foram obtidos em condições atmosféricas desfavoráveis a um correcto cálculo dos fluxos.

Apesar de estudos recentes terem apresentado tentativas de elaborar um processo de filtragem de dados que possa ser aplicado, de uma forma geral, a qualquer ecossistema (Papale et al., 2006), não parece existir ainda, para a comunidade científica, um processo completamente aceite, dada a especificidade de equipamentos usados e de condições encontradas em cada estudo, em particular.

Existe, no entanto, um conjunto de filtros que estão a ser amplamente utilizados pela comunidade científica. A selecção dos filtros a usar, assim como a definição dos seus critérios, parece ser largamente dependente do tipo de equipamento usado, do tipo de cobertura do terreno e sua variação ao longo da área de estudo e zona envolvente, do clima e, também, do conhecimento empírico do ecossistema estudado e equipamento usado. Não obstante, torna-se imperioso haver um esforço conjunto da comunidade científica em padronizar, dentro do possível, o processo de filtragem, a fim de se incrementar a comparabilidade dos resultados provenientes de diferentes estudos. Neste contexto, optou-se, para este estudo, em usar um sistema de filtragem de dados baseado essencialmente nas mais recentes tendências e, em particular, nas recomendações gerais da comissão científica do projecto *CARBOEUROPE*. Na Tabela 3-2 apresenta-se o conjunto de filtros que foi aplicado à série de dados de H , E e NEE .

Tabela 3-2. Conjunto de filtros que foi aplicado à série de dados de H , E e NEE . O “sim” significa que o filtro foi aplicado; os critérios apresentados representam as condições para exclusão de um determinado fluxo

Filtro	H	E	NEE
$u_s < 0,08 \text{ m s}^{-1}$	–	–	sim
$\sigma^2 c > 0,12 \text{ mmol}^2 \text{ m}^{-6}$	–	–	sim
$\sigma \rho_v > 0,1 \rho_v$	–	sim	–
$ \bar{w} > 0,35 \text{ m s}^{-1}$	sim	sim	sim
<i>spikes</i> > 1% na série temporal de :			
u	sim	sim	sim
v	sim	sim	sim
w	sim	sim	sim
T_s	sim	–	–
ρ_v	–	sim	–
c	–	–	sim
violação de limites absolutos > 1% na série temporal de:			
u	sim	sim	sim
v	sim	sim	sim
w	sim	sim	sim
T_s	sim	–	–
ρ_v	–	sim	–
c	–	–	sim

$\sigma^2 c$, variância da concentração de dióxido de carbono (c); $\sigma \rho_v$, desvio padrão da concentração de vapor de água (ρ_v)

Filtro u_*

Tem sido verificado que a técnica da correlação turbulenta subestima, muitas vezes, a transferência nocturna de dióxido de carbono em condições de estratificação atmosférica (e.g. Hollinger et al., 1999; Anthoni et al., 2004; Scott et al., 2004; Wohlfahrt et al., 2005). Apesar de ser, ainda, uma matéria em discussão, esta subestimação tem sido associada à baixa turbulência atmosférica (insuficiente mistura da atmosfera), ao armazenamento de dióxido de carbono entre a superfície e o ponto de medição e à advecção horizontal e vertical que ocorrem, geralmente, nessas condições atmosféricas (Baldocchi, 2003). A partir de um determinado nível de turbulência atmosférica, existe, normalmente, uma mistura da atmosfera que permite um transporte eficiente do CO₂, um reduzido ou inexistente armazenamento de CO₂ entre a superfície e o ponto de medição, assim como efeitos advectivos baixos, resultando na medição de fluxos representativos da produção biológica de CO₂ (Massman e Lee, 2002). Portanto, afim de resolver o problema da subestimação nocturna dos fluxos de dióxido de carbono, a comunidade científica tem adoptado uma solução prática, que consiste em remover os fluxos nocturnos de dióxido de carbono quando a turbulência atmosférica é baixa, usando a velocidade de fricção (u_*) como indicador da turbulência atmosférica. Contudo, não existe, ainda, um método ideal para determinar o valor crítico de u_* , abaixo do qual o NEE é subestimado ou largamente dependente do u_* . Para alguns investigadores, a simples relação entre o u_* e o NEE nocturno, dividido por classes de u_* , permite uma fácil estimativa visual do u_* crítico (e.g. Anthoni et al., 2004). Outros investigadores optam por subdividir o conjunto de dados de NEE nocturno em 6 classes de temperatura, e cada uma dessas classes ainda dividida em 20 classes de u_* (Reichstein et al., 2005; Papale et al., 2006). O u_* crítico para cada classe de temperatura é definido como a classe de u_* na qual o NEE atinge 99% do NEE médio para as classes superiores de u_* . O u_* crítico final é, então, obtido pela mediana dos valores de u_* crítico determinados para as 6 classes de temperatura. Dada, por vezes, a dificuldade em determinar o u_* crítico pelos métodos anteriores, e o facto de ele poder variar no espaço e no tempo, Gu et al. (2005) propuseram um novo método baseado numa estatística automática, conhecida por *Moving Point Test*. Apesar de inovador, este método não parece, contudo, muito prático. Daí que, os métodos clássicos continuem a ser

largamente usados, não só pela sua praticabilidade, mas também por produzirem, de uma forma geral, resultados bastante razoáveis.

Neste estudo, o método mais clássico, de relacionar o u_* com o NEE nocturno, dividido em classes de u_* , demonstrou ser apropriado para o conjunto de dados obtido. Para o efeito, o conjunto de dados de NEE nocturno (30 minutos de média), previamente filtrado (excepto para o u_*), foi dividido em classes de u_* de $0,02 \text{ m s}^{-1}$. Para evitar a influência do índice de área foliar e do conteúdo de água no solo na magnitude do NEE nocturno, avaliou-se a relação entre o NEE nocturno e o u_* em períodos nos quais esses parâmetros foram razoavelmente constantes (Fig. 3-12).

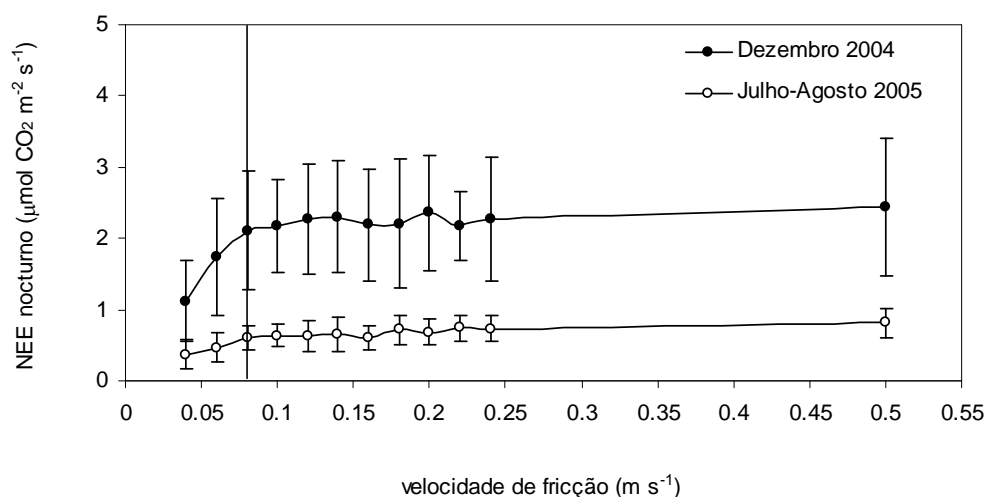


Fig. 3-12. Relação entre o NEE nocturno e a velocidade de fricção (u_*). As barras verticais representam o desvio padrão.

Da análise da Fig. 3-12 facilmente se verifica que, para ambos os períodos, o valor crítico de u_* abaixo do qual o NEE é subestimado é de $0,08 \text{ m s}^{-1}$. Esta análise revelou também que o u_* crítico não variou sazonalmente, visto que se avaliaram duas fases sazonais distintas. Em termos de comparação, o u_* crítico determinado neste estudo é consistente com os valores determinados para outras pastagens europeias (Gilmanov et al., 2007). De um modo geral, os valores críticos de u_* variaram de $0,08$ a $0,1 \text{ m s}^{-1}$ (apenas uma pastagem apresentou um valor de $0,2 \text{ m s}^{-1}$). Perante este resultado, excluíram-se de análise

posterior os fluxos nocturnos de dióxido de carbono (30 minutos de média) obtidos em períodos com u_* menor do que $0,08 \text{ m s}^{-1}$.

Filtro $\sigma^2 c$ e $\sigma \rho_v$

Em determinadas condições atmosféricas, nomeadamente em períodos de chuva e períodos com ocorrência de condensação, as medições efectuadas pelo analisador de $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ podem ser falíveis. Isto acontece quando as gotas de água sobre as janelas ópticas do analisador adquirem um tamanho suficiente para causar interferências significativas nas medições (Li-Cor, 2004). Mesmo só humidades relativas elevadas ($> 90\%$) podem, por vezes, ser suficientes para causar desvios na medição dos valores absolutos de CO_2 e H_2O . Acumulação de poeiras, passagem de pequenos animais (e.g. aranhas) e mesmo dejectos de pássaros são também, normalmente, a causa desses desvios. Contudo, dependendo da gravidade das situações, tanto podem ser afectadas ambas as medições de CO_2 e H_2O , como apenas uma só (Li-Cor, 2004).

Uma forma prática de se identificar os períodos nos quais as medições são afectadas é comparar a concentração de H_2O medida com a estimada de uma forma independente, recorrendo a dados dos sensores de humidade relativa e temperatura do ar. Isto porque, excepto casos raros, tanto as concentrações de CO_2 como as de H_2O são afectadas aquando de interferências nas janelas ópticas do analisador. Daí que, por exemplo, alguns autores optem por eliminar os fluxos de CO_2 e H_2O sempre que a concentração de H_2O difere mais de 30% da estimada pelos sensores complementares (Rogiers et al., 2005). Não obstante, neste estudo, identificaram-se alguns casos em que apenas uma das concentrações era afectada. Assim, optou-se por aplicar um filtro específico para cada concentração. Os filtros $\sigma^2 c > 0,12 \text{ mmol}^2 \text{ m}^{-6}$ e $\sigma \rho_v > 0,1 \rho_v$ foram aplicados respectivamente para o fluxo de dióxido de carbono e vapor de água, e não são mais do que relações que recorrem a parâmetros estatísticos (desvios padrão e variâncias) cujos os critérios foram obtidos empiricamente pela observação comportamental desses parâmetros nas situações que levaram a desvios nas medições das concentrações e, conseqüentemente, a fluxos não representativos. Para se entender como os critérios aplicados foram definidos, apresenta-se na Fig. 3-13 um exemplo de um dia “normal”, isto é, no qual não se identificaram interferências nas janelas ópticas do analisador.

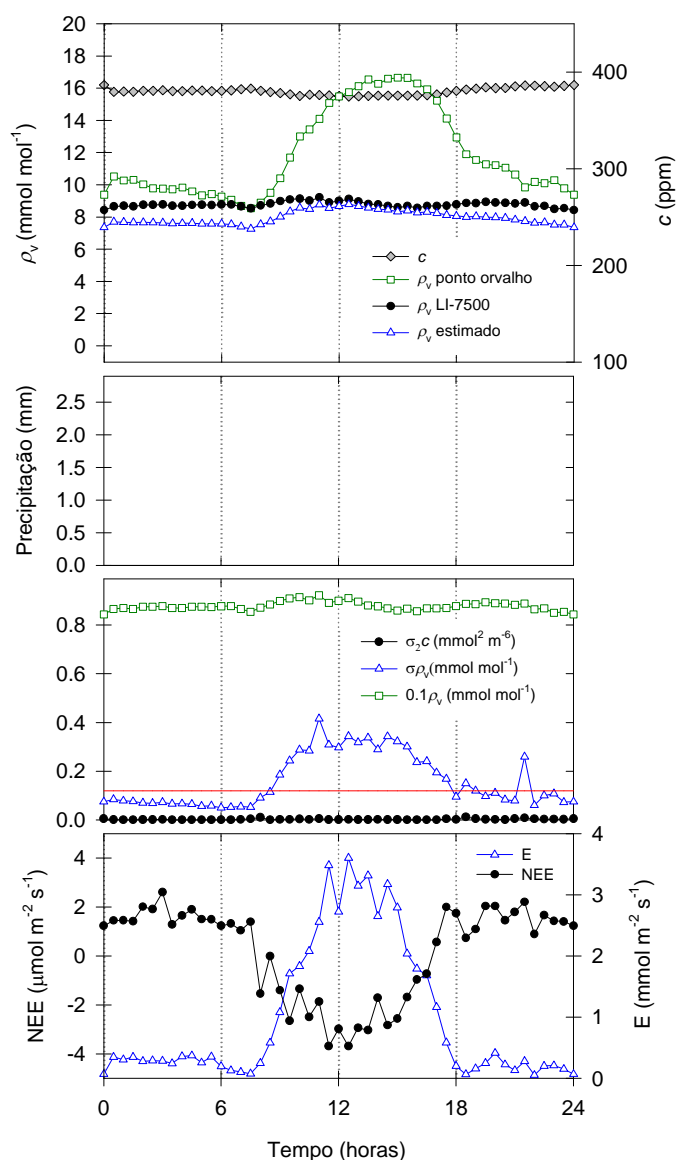


Fig. 3-13. Exemplo de um dia (11 de Dezembro de 2004) sem interferências nas janelas ópticas do analisador. A linha vermelha representa $\sigma^2 c = 0,12 \text{ mmol}^2 \text{ m}^{-6}$.

Como se pode verificar, na ausência de precipitação e de condições essenciais à condensação do vapor de água (ρ_v estimado igual ao ρ_v na temperatura do ponto de orvalho), o ρ_v medido (LI-7500) seguiu o comportamento do ρ_v estimado. Tanto o $\sigma^2 c$ como o $\sigma \rho_v$ foram substancialmente inferiores a $0,12 \text{ mmol}^2 \text{ m}^{-6}$ e $0,1 \rho_v$, respectivamente e, por sua vez, os fluxos apresentaram um padrão expectável.

Em situações de condensação de vapor de água nas janelas ópticas do analisador, o ρ_v medido (LI-7500) afastou-se do ρ_v estimado, geralmente com uma tendência para zero (Fig. 3-14). A medição de 0,2 mm de precipitação às 6h da manhã não denota a queda de chuva mas sim uma forte condensação de vapor de água e formação de orvalho sobre as superfícies. Nesse período, ficou bem patente a tendência normal de que tanto o $\sigma^2 c$ como o $\sigma \rho_v$ são superiores a $0,12 \text{ mmol}^2 \text{ m}^{-6}$ e $0,1 \rho_v$, respectivamente. Por sua vez, os fluxos apresentaram magnitudes e, por vezes, direcções não expectáveis.

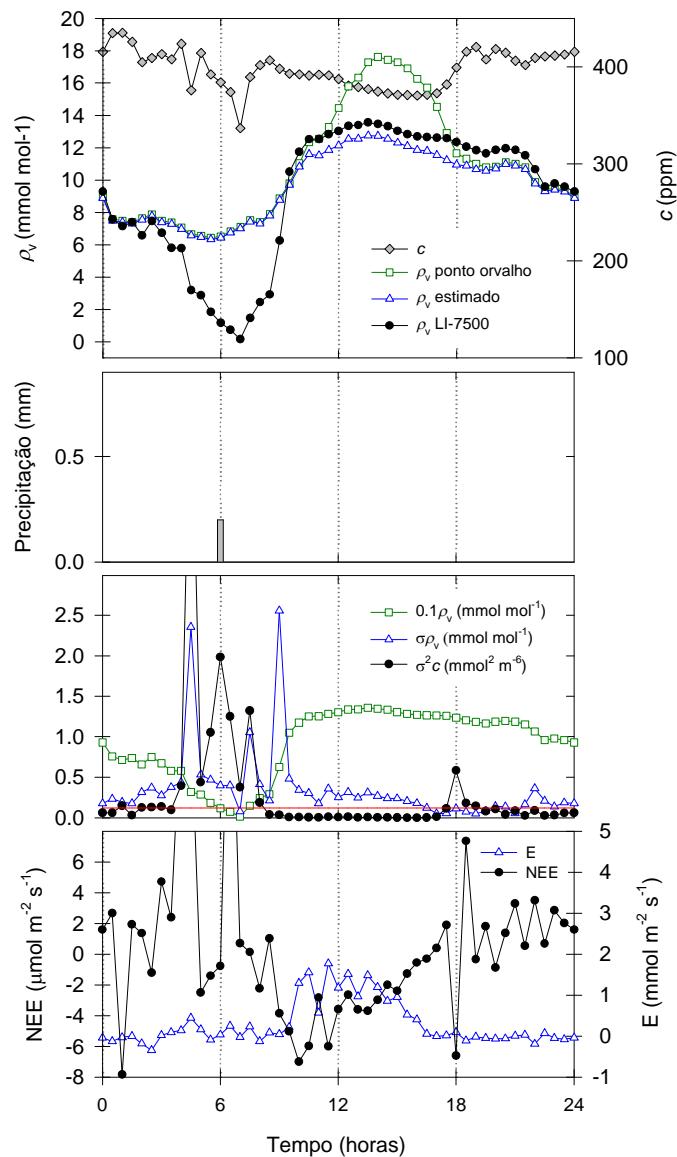


Fig. 3-14. Exemplo de um dia (21 de Novembro de 2004) com condensação de vapor de água nas janelas ópticas do analisador. A linha vermelha representa $\sigma^2 c = 0,12 \text{ mmol}^2 \text{ m}^{-6}$.

A partir da 18h (Fig. 3.14) aconteceu um dos casos raros em que apenas as concentrações de CO_2 foram afectadas devido a humidades relativas elevadas (ρ_v estimado próximo ao ρ_v na temperatura do ponto de orvalho). Possivelmente ainda não existiria condensação, ou pelo menos condensação suficiente a causar interferências em ambas as medições. Este exemplo foi colocado propositadamente para demonstrar que o uso de filtros específicos para cada concentração melhora a performance do sistema de filtragem.

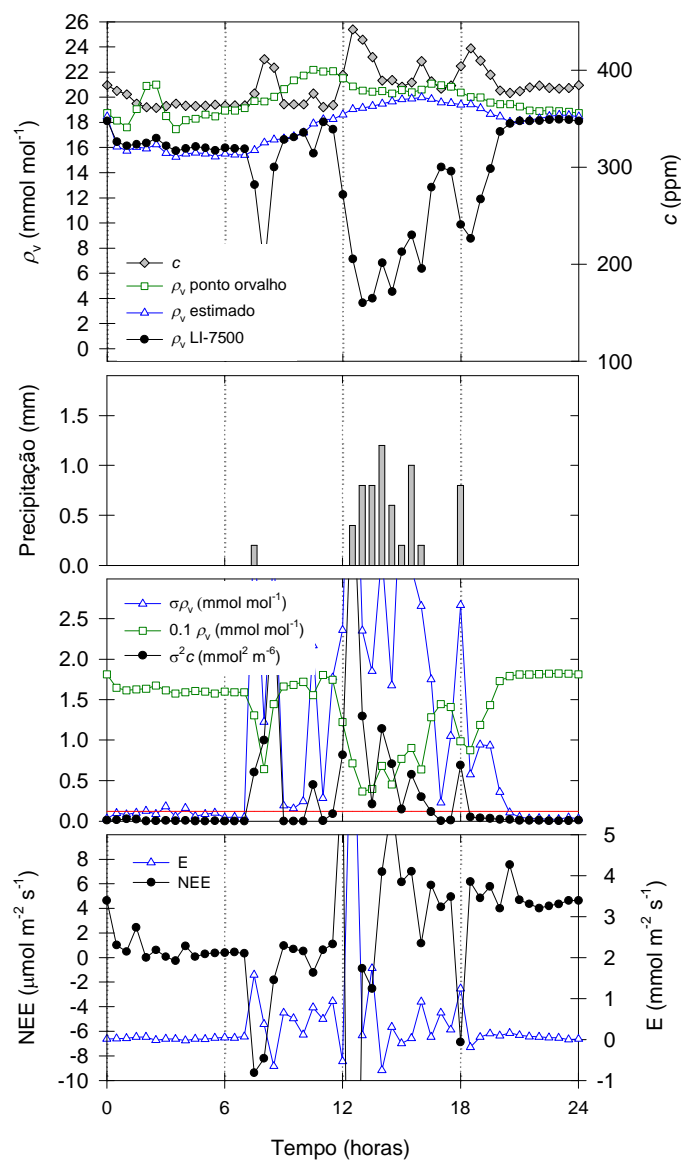


Fig. 3-15. Exemplo de um dia (10 de Setembro de 2005) com precipitação. A linha vermelha representa $\sigma^2 c = 0,12 \text{ mmol}^2 \text{ m}^{-6}$.

Por fim, na Fig. 3-15, apresenta-se o exemplo de um dia com precipitação. Foi escolhido um dia de Verão, no qual o ρ_v estimado foi inferior ao ρ_v na temperatura do ponto de orvalho, para individualizar o efeito da precipitação na medição das concentrações. Como se pode verificar, mesmo pequenos eventos de precipitação (0,2 mm) são suficientes para criar interferências nas janelas ópticas do analisador, alterando o padrão das concentrações de H₂O e CO₂. Tal como no caso da condensação do vapor de água, ficou bem patente que tanto o $\sigma^2 c$ como o $\sigma \rho_v$ foram superiores a 0,12 mmol² m⁻⁶ e 0,1 ρ_v , respectivamente e, como consequência, os fluxos apresentaram comportamentos não esperados.

Os critérios usados nestes filtros foram cuidadosamente seleccionados, e comprovados para o conjunto de dados de todo o estudo, para que não fossem eliminados fluxos que apresentassem magnitudes e direcções representativas. De um modo geral, quando ambas as concentrações são afectadas, os filtros discutidos funcionam de maneira idêntica à filtragem usada por Rogiers et al. (2005), isto é, eliminam os fluxos sempre que o ρ_v medido difere mais de 30% do estimado.

Filtro $|\overline{w}|$

Como referido anteriormente, a área de estudo denota uma ligeira ondulação superficial. Assim, a aplicação deste filtro teve como principal objectivo identificar possíveis influências de advecção devido à topografia do terreno. Também visou identificar possíveis influências de uma má orientação vertical do anemómetro ultra-sónico. Para o efeito usou-se o limite crítico de 0,35 m s⁻¹, tal como seguido por Rebmann et al. (2005). A avaliação do $|\overline{w}|$ foi efectuada antes de ser aplicada a rotação 2D do sistema de coordenadas. Portanto, valores de $|\overline{w}|$ abaixo de 0,35 m s⁻¹ foram considerados aceitáveis, pois podem ser facilmente eliminados pelos convencionais métodos de rotação de coordenadas (Rebmann et al., 2005). Desta forma, sempre que $|\overline{w}|$ era maior que o limite supracitado, os fluxos médios (30 minutos) de dióxido de carbono, vapor de água e calor sensível eram excluídos.

Filtro dos *spikes* e violação dos limites absolutos

Como referido no ponto 3.3, a identificação de *spikes* e de medições instantâneas fora dos limites absolutos foi aplicada às componentes u , v e w da velocidade do vento, à temperatura sónica e às concentrações de CO_2 e H_2O . Neste estudo, seguiu-se o procedimento de Vickers e Mahrt (1997), isto é, sempre que numa série temporal (30 minutos) eram identificados mais de 1% de *spikes*, ou de medições instantâneas a exceder os limites absolutos, os respectivos valores médios não eram considerados. Dependendo dos valores médios não considerados (ver Tabela 3-2), os fluxos de dióxido de carbono ou vapor de água ou calor sensível, ou todos eles, eram excluídos.

Na tabela 3-3 apresenta-se a percentagem de dados perdidos/rejeitados para ambos os anos hidrológicos em estudo. Os dados perdidos resultaram, essencialmente, de cortes de fornecimento de energia eléctrica, avarias de equipamento e manutenção/calibração de equipamento. Os dados rejeitados referem-se aos dados eliminados pelo sistema de filtragem desenvolvido.

Tabela 3-3. Percentagem de dados perdidos/rejeitados após aplicação do sistema de filtragem (ver Tabela 3-2), para os anos hidrológicos 2004/2005 e 2005/2006

fluxo	dados perdidos/rejeitados (%)					
	H		E		NEE	
ano hidrológico	2004/2005	2005/2006	2004/2005	2005/2006	2004/2005	2005/2006
dados perdidos	7,57	2,29	9,38	4,49	10,57	6,31
$u_* < 0,08 \text{ m s}^{-1}$	—	—	—	—	20,38	22,21
$\sigma^2 c > 0,12 \text{ mmol}^2 \text{ m}^{-6}$	—	—	—	—	4,51	8,01
$\sigma p_v > 0,1 \rho_v$	—	—	6,94	10,69	—	—
$ \bar{w} > 0,35 \text{ m s}^{-1}$	0,25	0,32	0,16	0,32	0,15	0,32
<i>spikes</i> e/ou limites absolutos > 1%	0	0,02	0,21	0,48	0,18	0,31
Total	7,82	2,63	16,69	15,98	35,79	37,16

Os filtros foram aplicados sequencialmente, pelo que cada filtro avaliava os dados remanescentes após aplicação do filtro anterior (excepto para o primeiro filtro). Contudo, as percentagens são relativas ao número total de dados de cada ano hidrológico. A variação de dados perdidos entre os vários fluxos de cada ano hidrológico deveu-se ao facto de que o analisador de $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ foi programado para funcionar num determinado intervalo realístico de concentrações (ver ponto 3.2.1.1), não sendo calculados os fluxos pelo

software usado sempre que esse intervalo fosse totalmente violado. Assim, os dados desses períodos eram considerados dados perdidos.

Num processo de filtragem é normal que alguns filtros, embora com objectivos diferentes, convirjam muitas vezes para a identificação de um mesmo valor médio “ilegal”, devido a uma relação, por vezes estreita, entre alguns dos problemas previamente discutidos.

3.4.3. Avaliação da qualidade dos dados

Neste estudo, os dados remanescentes após aplicação do sistema de filtragem foram ainda submetidos a um conjunto de testes e análises qualitativos. Primeiramente, foram aplicados testes para se validar determinadas condições teóricas relacionadas com a estacionaridade dos fluxos e o desenvolvimento da turbulência. Numa segunda etapa, os fluxos turbulentos foram confrontados com medições independentes a fim de se avaliar a “performance” do sistema de correlação turbulenta (avaliação do fecho do balanço de energia). Finalmente, a qualidade dos fluxos foi ainda examinada no que respeita à sua representatividade, isto é, se os fluxos seriam, ou não, representativos da área de estudo pretendida a ser observada (análise de *footprint*).

3.4.3.1. Estacionaridade e características do integral de turbulência

A estacionaridade, ou seja, a não variação de uma determinada componente da velocidade do vento ou escalar num determinado período de tempo (normalmente 30 minutos), é um dos principais pressupostos da aplicação da técnica da correlação turbulenta. Da mesma forma, um determinado fluxo deve, também, não variar nesse período de tempo. Instacionaridade pode resultar da variação espacial das propriedades da superfície de uma área de estudo, como também de possíveis efeitos advectivos (de certa forma relacionados com o primeiro). Neste estudo, a avaliação da estacionaridade dos fluxos foi efectuada de acordo com Foken e Wichura (1996). Estes autores desenvolveram um teste, que se baseia em comparar parâmetros estatísticos determinados para um período médio e para intervalos mais curtos dentro desse período. O período médio de 30 minutos de um determinado fluxo é dividido em intervalos de 5 minutos. Para cada intervalo é calculada a covariância média e, por fim, é efectuada a média das covariâncias de todos os intervalos.

O valor de covariância médio, de 30 minutos, é considerado estacionário se não apresentar um desvio, em módulo, superior a 30% da média da covariâncias dos intervalos de 5 minutos.

O teste das características do integral de turbulência, de acordo com Foken e Wichura (1996), foi usado para avaliar o desenvolvimento das condições turbulentas, isto é, se a turbulência se desenvolveu de acordo com a teoria da similaridade das flutuações turbulentas. Esta teoria estipula que o desvio padrão normalizado de um determinado parâmetro turbulento é praticamente constante em determinados intervalos de estabilidade atmosférica. Para o caso das características do integral de turbulência da componente vertical da velocidade do vento (σ_w/u_*), Foken e Wichura (1996) usaram funções dependentes da estabilidade atmosférica (z/L) determinadas por Foken et al. (1991):

$$\frac{\sigma_w}{u_*} = c_1 \left(z/L \right)^{c_2} \quad (3-15)$$

onde c_1 é igual a 1,3 e 2 para os domínios $0 > z/L > -0.032$ e $-0.032 > z/L$, respectivamente, e c_2 é igual a 0 e 1/8 também para os domínios $0 > z/L > -0.032$ e $-0.032 > z/L$, respectivamente. Se o valor medido apresentar uma diferença para o valor modelado inferior a 30%, em módulo, pode-se assumir que a turbulência foi bem desenvolvida. Uma diferença significativa sugere que existe turbulência mecânica adicional, possivelmente criada por obstáculos no terreno, heterogeneidade na rugosidade da superfície ou, ainda, pelo próprio sistema de amostragem. Para avaliar a existência de turbulência mecânica adicional, os autores acima citados também propuseram a avaliação das características do integral de turbulência da componente u da velocidade do vento. Contudo, para o efeito, a equação 3-15 é amplamente aconselhada. Adicionalmente, esses autores também propuseram um modelo para avaliar as características do integral de turbulência da temperatura. Com essa avaliação é possível identificar heterogeneidades na temperatura da superfície e conteúdo de água no solo.

Para avaliar a qualidade dos fluxos médios de dióxido de carbono, vapor de água e calor sensível, usou-se o procedimento sugerido pela comunidade científica do projecto *CARBOEUROPE*, isto é, cada um dos fluxos foi avaliado pelo teste de estacionaridade

respectivo e pelo o teste das características do integral de turbulência da componente vertical da velocidade do vento ($\sigma w/u_*$). De uma forma similar, Rebmann et al. (2005) propuseram uma avaliação da qualidade dos fluxos baseada nos mesmos testes, mas com a diferença de adicionarem o teste das características do integral de turbulência da temperatura à avaliação dos fluxos de calor sensível. De acordo com os resultados dos testes, os fluxos médios (30 minutos) de dióxido de carbono, vapor de água e calor sensível foram classificados segundo um esquema baseado em classes de qualidade (Tabela 3-4). A seguir apresenta-se a descrição das classes:

classe 0 = dados de elevada qualidade, para usar em investigação fundamental;

classe 1 = dados de boa qualidade, para usar nas estimativas a longo termo;

classe 2 = dados de fraca qualidade, portanto devem ser rejeitados.

Tabela 3-4. Classes de qualidade dos fluxos

teste de estacionaridade (desvio em %)	teste das características do integral de turbulência ($\sigma w/u_*$) (desvio em %)	classes de qualidade
≤ 30	≤ 30	0
> 30	> 30	1
≤ 50	≤ 50	
> 50	> 50	2

A comissão científica do projecto *CARBOEUROPE* sugeriu um desvio de 100% para a classe 1. Contudo, neste estudo, optou-se por usar um desvio de 50%, portanto mais conservativo. A principal razão deveu-se ao facto de a área de estudo apresentar uma ligeira ondulação superficial, alguns obstáculos e fronteiras heterogéneas (ver ponto 3.1.2) com influências desconhecidas. Por exemplo, Foken e Leclerc (2004) sugeriram que a diferença entre os valores medidos e modelados do integral de turbulência deve ser mantida relativamente baixa quando existe, dentro da área de estudo, variação espacial da rugosidade da superfície ou presença de obstáculos.

Como acima adiantado, se aos fluxos fosse atribuída a classe de qualidade 2, esses eram rejeitados. Portanto, este procedimento de avaliação da qualidade dos fluxos medidos funcionou, também, como uma espécie de filtro. A percentagem de dados rejeitados pela

avaliação da qualidade dos fluxos, assim como a percentagem total de dados perdidos/rejeitados neste estudo estão sumariados na Tabela 3-5.

Tabela 3-5. Percentagem total de dados perdidos/rejeitados após avaliação da qualidade dos fluxos medidos, para os anos hidrológicos 2004/2005 e 2005/2006

dados perdidos/rejeitados (%)						
fluxo	<i>H</i>		<i>E</i>		NEE	
ano hidrológico	2004/2005	2005/2006	2004/2005	2005/2006	2004/2005	2005/2006
após sistema de filtragem	7,8	2,6	16,7	16,0	35,8	37,2
avaliação da qualidade	20,0	21,6	24,6	22,6	7,1	5,4
total	27,8	24,2	41,3	38,6	42,9	42,6

Para cada ano hidrológico, cerca de 74% dos dados perdidos/rejeitados de cada fluxo são referentes a períodos nocturnos. A percentagem total de dados perdidos/rejeitados de cada fluxo está razoavelmente de acordo com o que se encontra documentado em bibliografia de referência. Por exemplo, Falge et al. (2001a) analisaram 28 anos de estudo, de 18 locais diferentes, e encontraram uma média de 25 e 31% de dados perdidos/rejeitados de *H* e *E*, respectivamente. Para os mesmos anos de estudo e locais, a média de dados perdidos/rejeitados de NEE foi de 35% (Falge et al., 2001b).

3.4.3.2. Avaliação do fecho do balanço de energia

O fecho do balanço de energia tem sido considerado um método independente de testar a fiabilidade das medições de um sistema de correlação turbulenta (Wilson et al., 2002). Para vegetação curta, a equação da conservação de energia, ou do balanço de energia, pode ser escrita como (e.g. Kato et al., 2004; Li et al., 2006):

$$H + \lambda E = R_n - G \quad (3-16)$$

Vários tipos de testes têm sido utilizados para avaliar o fecho do balanço de energia. Um dos mais usados pela comunidade científica é a avaliação dos coeficientes de regressão linear (declive e ordenada de origem), resultantes do relacionamento entre as variáveis dependentes ($H + \lambda E$) e as variáveis independentes ($R_n - G$). Os resultados da regressão linear, usando os fluxos médios de 30 minutos remanescentes após o sistema de filtragem e

avaliação da qualidade, para o ano de 2005, estão apresentados na Fig. 3-16. O declive, a ordenada de origem e o coeficiente de determinação são comparáveis aos valores médios obtidos por Wilson et al. (2002) após analisarem 50 anos de dados provenientes de 22 estudos, cobrindo os mais variados tipos de ecossistemas e climas. Estes autores não encontraram qualquer tipo de relação ou variação significativa no fecho do balanço de energia de acordo com o tipo de ecossistema, ou clima.

Estes resultados sugerem que o sistema de correlação turbulenta subestimou $H + \lambda E$ em 19%. Os fluxos turbulentos ($H + \lambda E$) são frequentemente subestimados em cerca de 10-30%, relativamente às estimativas independentes de $R_n - G$ (Twine et al., 2000; Wilson et al., 2002). Isto pode ser um problema sério se não existe causa conhecida para essa discrepância.

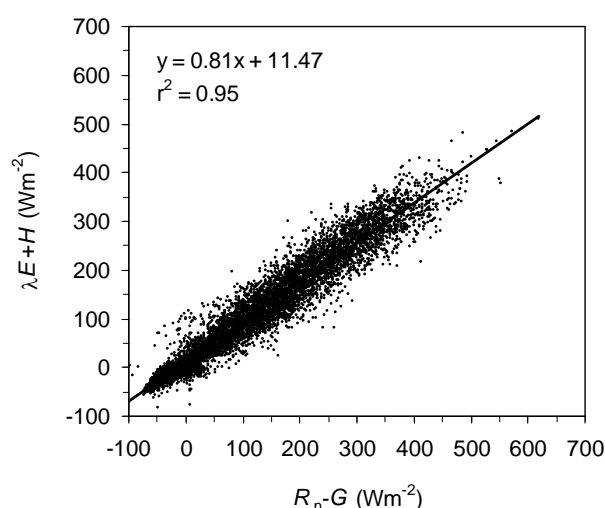


Fig. 3-16. Regressão linear entre os fluxos turbulentos ($H + \lambda E$) e energia disponível à superfície ($R_n - G$) para o ano 2005.

Várias razões têm sido apontadas para a falta (ou erro) de fecho do balanço de energia (Twine et al., 2000; Wilson et al., 2002). Entre as principais destacam-se a falta de coincidência entre as áreas observadas pelo sistema de correlação turbulenta e pelo sistema de medições independentes de $R_n - G$ (este apenas observa áreas pequenas (Schmid, 1997)), desvios sistemáticos nos equipamentos usados, perda da contribuição das altas e baixas frequências para os fluxos turbulentos, negligência de outros sumidouros de energia

(por exemplo, energia usada para evaporar orvalho, derreter gelo, aquecer a vegetação, nos processos fotossintéticos, etc.) e negligência de advecção. Não obstante, no caso particular deste estudo, o facto de apenas se ter usado uma placa de medição do fluxo de calor no solo pode, talvez, explicar uma parte do erro de fecho, uma vez que G varia normalmente com a localização no terreno (Brotzge e Crawford, 2003) e é uma larga porção do R_n diurno nestes ecossistemas mediterrânicos. Além disso, a placa de fluxo de calor no solo foi instalada a 8 cm de profundidade, o que pode talvez ter aumentado as incertezas na estimativa do armazenamento de calor, na camada de solo acima da mesma (Twine et al., 2000). Por exemplo, Heusinkveld et al. (2004) mostraram que medições fiáveis de G são imperativas para incrementar o fecho do balanço de energia, em regiões áridas. Por outro lado, a área onde as componentes independentes (R_n e G) foram medidas estava vedada ao pastoreio, pelo que a vegetação, de um modo geral, se encontrava ligeiramente mais densa. Isso pode ter talvez contribuído para algum do erro de fecho verificado, uma vez que numa mesma área de estudo o $R_n - G$ tende a ser superior em zonas não pastoreadas com vegetação mais densa (Bremer et al., 2001).

Em 2006, verificou-se uma ligeira degradação do fecho do balanço de energia (erro de 20%). Isto ocorreu, talvez, devido a uma menor representatividade das medições de G e R_n , em presença de uma vegetação mais densa e um conteúdo de água no solo superior em 2006 do que em 2005. Contudo, a avaliação do EBR (Wilson et al., 2002), $(\sum(H + \lambda E) / \sum(R_n - G))$, para todo o período de estudo, indicou uma menor subestimação de $H + \lambda E$ (13%).

Se o erro do balanço de energia for resultante da observação de diferentes áreas de terreno, de desvios nas medições de R_n e G , ou não-contabilização de fontes e sumidouros de energia, não haverá, provavelmente, razão para que as medições dos fluxos turbulentos sejam sistematicamente imprecisas (Wilson et al., 2002). Portanto, sendo que as causas prováveis de uma parte substancial do erro de fecho do balanço de energia, anteriormente sugeridas, estão relacionadas com constrangimentos nas medições das componentes independentes, R_n e G , e atendendo a que o erro de fecho encontrado esteve dentro de um intervalo normal, o sistema de correlação turbulenta parece ter produzido dados confiáveis. Twine et al. (2000) sugeriram corrigir os fluxos turbulentos de acordo com o erro de fecho

encontrado. Contudo, isto é totalmente desaconselhado se existem incertezas nas medições das componentes independentes, tal como aconteceu neste estudo.

3.4.3.3. Análise de “footprint”

Um sistema de correlação turbulenta não é influenciado apenas por uma área restrita em volta do mesmo, mas também por grandes áreas a montante. Estas áreas observadas, ou sensíveis ao sistema de correlação turbulenta, são designadas de *footprint*. De uma outra forma, *footprint* é a área a montante de um sistema de correlação turbulenta que contém todas as fontes e/ou sumidouros de um determinado escalar, que influenciam as parcelas de ar que passam nos sensores sob determinadas condições externas (Schmid e Oke, 1990). De uma forma geral, as áreas observadas variam de tamanho, principalmente de acordo com as condições de estabilidade atmosférica, velocidade do vento e altura da vegetação e sua variação sazonal. Portanto, a análise de *footprint* torna-se uma importante ferramenta de avaliação da qualidade dos dados, no que respeita à sua representatividade, particularmente em áreas de estudo heterogêneas ou com fronteiras heterogêneas (Gockede et al., 2004; Rebmann et al., 2005; Gockede et al., 2006). Isto é, com este tipo de análise é possível estimar a contribuição da área de interesse para as medições efectuadas, eliminando aquelas que se considerem não representativas.

Na literatura pode-se encontrar vários tipos de modelos de *footprint*, usando diferentes formulações. Uns recorrem a soluções analíticas da equação de difusão-advecção (e.g. Schmid e Oke, 1990; Schuepp et al., 1990; Horst e Weil, 1992; Schmid, 1994; Horst, 1999; Horst, 2001), outros baseiam-se em simulações estocásticas Lagrangianas de trajectórias de emissão (e.g. Rannik et al., 2000; Markkanen et al., 2003; Rannik et al., 2003) ou de trajectórias inversas (e.g. Wilson e Swaters, 1991; Flesch, 1996; Kljun et al., 2002). Alguns modelos baseiam-se ainda em simulações conhecidas por *Large-eddy simulations* (e.g. Leclerc et al., 1997), contudo a sua utilização tem tido pouca expressão. De um modo geral, os modelos estocásticos Lagrangianos produzem melhores resultados do que os modelos analíticos, pois permitem simular uma difusão 3D da turbulência e a alteração dos processos de dispersão ao longo do escoamento atmosférico. Não obstante, para cobertos vegetais com rugosidades intermédias, Leclerc et al. (2003) encontraram uma boa aproximação entre modelos analíticos e estocásticos Lagrangianos.

Neste estudo, recorreu-se ao modelo de *footprint* descrito por Schuepp et al. (1990) para estimar as áreas a montante do ponto de medição que contribuíram para as medições efectuadas. Este modelo usa soluções simples da equação de difusão proposta por Gash (1986), a qual foi formulada para a condição neutra de estabilidade atmosférica, e permite apenas estimar um *footprint* unidimensional, ou uma distância de *footprint*, onde a área observada se estende.

A importância relativa das fontes/sumidouros, localizados a uma determinada distância x , para o fluxo medido num ponto $(x=0, z)$ pode ser obtida pela seguinte equação:

$$\frac{1}{Q_0} \frac{dQ}{dx} = -\frac{U(z-d)}{u_* k x^2} e^{-U(z-d)/ku_* x} \quad (3-17)$$

onde, Q e Q_0 são respectivamente a densidade de fluxo e densidade de fluxo por unidade de área, u_* a velocidade de fricção, k a constante de *von Karman*, z a altura de medição e d o deslocamento do plano zero. A velocidade média do vento (U), entre a superfície e a altura de observação z , pode ser obtida pela equação (3-18), em que z_0 representa o comprimento de rugosidade.

$$U = \frac{u_* \left[\ln \left((z-d)/z_0 \right) - 1 + z_0/(z-d) \right]}{k \left(1 - z_0/(z-d) \right)} \quad (3-18)$$

A posição do pico de *footprint* (x_{\max}), isto é, a zona de uma área de estudo que mais contribui para a medição no ponto $(0, z)$, pode ser estimada derivando a equação (3-17) em ordem a x e de seguida igualar a zero, resultando:

$$x_{\max} = \frac{U(z-d)}{u_* 2k} \quad (3-19)$$

Por conseguinte, a contribuição cumulativa, de uma área que se estende numa distância x_L a partir do ponto de observação, para o fluxo total medido (CCF) a uma altura z , pode ser obtida integrando a equação (3-17) de 0 a x_L :

$$CCF(x_L) = e^{-U(z-d)/ku_*x_L} \quad (3-20)$$

Dado que as soluções analíticas anteriores foram formuladas para condições atmosféricas neutras, são esperados efeitos da instabilidade atmosférica sobre a localização do *footprint* (Schuepp et al., 1990). Estes autores sugerem multiplicar as relações U/u_* das equações (3-19) e (3-20) pela função de correcção de estabilidade para a quantidade de movimento, ϕ_m (3-21a), proposta por Dyer (1974). Apesar de não ter sido proposta nenhuma correcção para o domínio estável, correntemente a função (3-21b) é usada para permitir a estimativa do *footprint* nesse mesmo domínio, como no caso do estudo elaborado por Schume et al. (2005).

$$\phi_m = \begin{cases} (1-16(z-d)/L)^{-1/4} & L < 0 \\ 1+5(z-d)/L & L > 0 \end{cases} \quad (3-21a)$$

$$(3-21b)$$

A constante que multiplica $(z-d)/L$ na equação 3-21a varia consoante o número de estudos que têm sido publicados acerca da avaliação experimental de ϕ_m (Dyer e Hicks, 1970; Businger et al., 1971; Wieringa, 1980; Hogstrom, 1988). Contudo, não existe uma diferença significativa. Para o domínio estável, a constante que multiplica $(z-d)/L$ na equação 3-21b aparece geralmente a variar entre aproximadamente 5 (Businger et al., 1971; Dyer, 1974) e 7 (Wieringa, 1980; Hogstrom, 1988). No entanto, apesar desta equação ter sido apenas testadas para valores de $0 \leq (z-d)/L \leq 1$, a sua aplicação no domínio muito-estável é frequente. Para um domínio mais alargado, $0 \leq (z-d)/L \leq 10$, algumas formulações têm sido publicadas (Holtslag e Debruin, 1988; Beljaars e Holtslag, 1991). Apesar do largo leque de equações disponíveis para corrigir o efeito da estabilidade atmosférica sobre o *footprint*, neste estudo optou-se por usar as funções de Dyer (1974), 3-

21a e 3-21b. Deve-se ter em conta que, estas correcções são apenas soluções preliminares que resultaram da comparação com estimativas numéricas (Schuepp et al., 1990).

O presente modelo de *footprint* depende fortemente da rugosidade da superfície, a qual é representada pelos convencionais parâmetros, o deslocamento do plano zero (d) e o comprimento de rugosidade (z_0). A determinação de tais parâmetros para uma superfície realística é geralmente complicada, especialmente quando existem descontinuidades espaciais na rugosidade da superfície (Schuepp et al., 1990). Para o cálculo de d e z_0 usou-se a simples regra de que $d = 2/3h$ e $z_0 = 0,1h$ (Oke, 1987; Garratt, 1992), onde h é a altura média da vegetação. Estas relações ignoram, porém, a influência da forma e espaçamento dos elementos à superfície (Oke, 1987). Outro problema que se coloca é a incerteza na determinação destes parâmetros quando se trata de vegetação passível de sofrer flexibilidade com elevadas velocidades de vento. Nestes casos, a inclinação da vegetação pode resultar numa redução da altura média, diminuindo d , e também numa redução de z_0 (Oke, 1987). No caso das pastagens, durante uma importante parte do ano a vegetação tem uma altura média inferior a 0,1m, o que significa que z_0 seria inferior ou igual a 0,01m. Contudo, numa superfície realística, este valor é superior devido às irregularidades de pequena escala, e para o caso das pastagens sugere-se que este nunca seja inferior a 0,03m (Goeckede, 2005). Um valor semelhante (0,023 m) para pastagens curtas pode ser encontrado em Garratt (1992). Assim, neste estudo, a relação anterior passou a tomar a seguinte forma:

$$z_0 = \begin{cases} 0,03 & h \leq 0,1m \\ 0,03 + 0,1(h - 0,1) & h > 0,1m \end{cases} \quad (3-22a)$$

$$(3-22b)$$

Portanto, tomando como exemplo uma vegetação densa com 0,3 m de altura média, z_0 passa a ter o valor de 0,05 m, o qual se encontra perfeitamente enquadrado com valores publicados para vegetação com altura idêntica (Stull, 1988; Garratt, 1992).

Dada a total dependência deste modelo de *footprint* de d e z_0 , essencialmente da dificuldade e incerteza na suas estimativas, assim como da simples correcção para o efeito da estabilidade atmosférica, haverá sempre um resultante grau de incerteza que deverá

estar presente numa correcta análise das estimativas. Por exemplo, Aubinet et al. (2000) reportaram que o modelo analítico de Schuepp et al. (1990) sobrestima o *footprint* em cerca de 20% quando comparado com outros modelos analíticos, por exemplo o de Horst e Weil (1994). Portanto, sempre que entendidas as suas limitações, é possível analisar o *footprint* de uma forma bastante satisfatória. Além disso, este modelo é uma ferramenta de elevado interesse do ponto de vista prático, pois a sua simplicidade facilita a análise de um grande volume de dados. A simplicidade e a produção de estimativas bastante razoáveis têm sido as principais razões para a sua eleição em estudos prévios (Lloyd, 1995; Aubinet et al., 2001; Hunt et al., 2002; Humphreys et al., 2003; Turnipseed et al., 2003; Kumagai et al., 2004).

Na Fig. 3-17 apresenta-se a distância média da localização do pico de *footprint*, assim como as distâncias médias de *footprint* onde se estimou uma contribuição cumulativa de 50, 80 e 90% para o fluxo total medido. Entenda-se por fluxo, qualquer fluxo medido neste estudo (H , E ou NEE). As observações de 30 minutos de todo o período de estudo foram divididas por classes de estabilidade atmosférica. No cálculo das distâncias de *footprint* foi tida em consideração a variação sazonal da altura da vegetação.

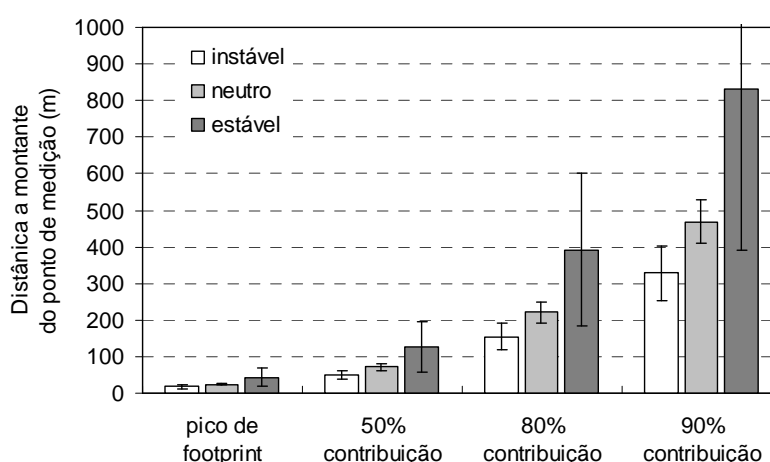


Fig. 3-17. Relação entre a distância a montante do ponto de medição, o pico de *footprint* e a contribuição cumulativa (50, 80 e 90%) para o fluxo total medido, para cada domínio de estabilidade atmosférica. Foram usadas as medições de 30 min, de todo o estudo. As barras verticais representam o desvio padrão.

O pico de *footprint* localizou-se, em média, a 17 e 43 m a montante do ponto de medição nos domínios instável e estável, respectivamente. Como seria esperado, em condições

instáveis foram necessárias menores distâncias de *footprint* para se obter uma determinada percentagem de contribuição cumulativa para o fluxo total medido. Também, à medida que a distância aumentou relativamente ao ponto de medição, a contribuição para o fluxo medido foi diminuindo, isto é, foram necessárias distâncias de *footprint* cada vez maiores para se obter uma variação de contribuição de 1%, para o fluxo total medido.

A contribuição do fluxo da área de interesse para o fluxo total medido foi avaliada para cada 30 minutos de observação, de acordo com a direcção de vento verificada e a distância de *fetch* disponível em cada sector de vento da área de estudo, ou de interesse (Fig. 3-18).

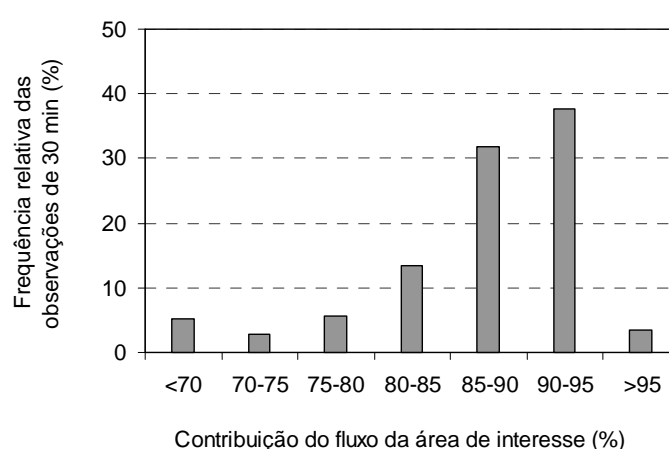


Fig. 3-18. Distribuição das frequências relativas das observações ou medições de 30 minutos, de todo o estudo, por classes de contribuição do fluxo da área de interesse para o fluxo total medido.

A classe mais frequente, com 38%, foi a 90-95%, isto é, em 38% das observações ou medições de 30 minutos o fluxo da área de interesse contribuiu com 90-95% para o fluxo total medido. A classe 85-90% foi também bastante frequente, com 32%. Apenas em cerca de 14% das medições ou observações de 30 minutos, o fluxo da área de interesse teve uma contribuição menor que 80% para o fluxo total medido. Isso ocorreu em períodos de elevada estabilidade atmosférica.

Em termos médios, para todo o período de estudo e por sector de vento, o fluxo da área de estudo ou de interesse contribuiu com mais de 80% para o fluxo total medido (Fig. 3-19). A menor contribuição foi verificada nos sectores NE, E e NW, onde a distância de *fetch* disponível era inferior (ver Fig. 3-8).

Segundo a sugestão da comissão científica do Projecto *CARBOEUROPE*, medições com uma representatividade menor que 80%, isto é, em cujos fluxos da área de interesse contribuem com menos de 80% para o fluxo total medido, devem ser eliminadas por serem consideradas não representativas.

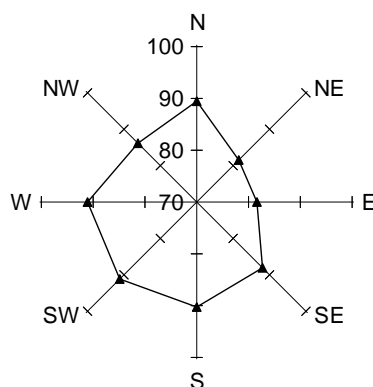


Fig. 3-19. Contribuição média (%) do fluxo da área de interesse para o fluxo total medido, por sector de vento. Foram usadas as observações de 30 minutos de todo o período de estudo.

Como acima discutido, neste estudo encontrou-se cerca de 14% de medições ou observações nessas condições, as quais foram obtidas em períodos de elevada estabilidade atmosférica. Contudo, não se optou por efectuar a sua eliminação porque, como discutido previamente, este modelo de *footprint* baseia-se em simples correcções para o efeito da estabilidade atmosférica e, de uma forma geral, tem a tendência de sobrestimar as distâncias de *footprint*. Isso mesmo foi confirmado quando comparados os resultados obtidos com os resultados (Fig. 3-20) da aplicação do modelo estocástico lagrangiano de Rannik et al. (2003). Este modelo foi corrido na Universidade de *Beiruth*, no âmbito do controlo de qualidade dos dados dos locais de medição do Projecto *CARBOEUROPE*. Foi simulada uma situação conservativa, com vegetação de 5 cm de altura média na área de estudo, ou de interesse. A variação da rugosidade da superfície nas áreas fronteira com a área de interesse foi também tida em consideração. Como referido anteriormente, estes modelos produzem, normalmente, resultados mais realísticos. Como se pode verificar, apenas para o domínio estável não se conseguiu obter uma contribuição de 100% do fluxo da área de interesse para o fluxo total medido, nos sectores onde o *fetch* disponível era mais reduzido. Todavia, a contribuição foi superior a 95%.

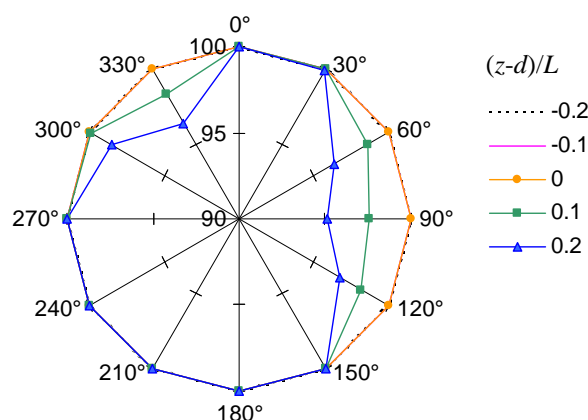


Fig. 3-20. Contribuição média (%) do fluxo da área de interesse para o fluxo total medido, por sector de vento. Estes resultados resultaram da aplicação do modelo estocástico lagrangiano de Rannik et al. (2003), corrido na Universidade de Beirute.

Os resultados do modelo de Schuepp et al. (1990), para os domínios instável e neutro, aproximaram-se razoavelmente bem dos resultados do modelo estocástico lagrangiano. Apenas no domínio estável o modelo se mostrou mais limitado, principalmente em condições de elevada estratificação atmosférica. Não obstante, sempre que estendidas estas limitações, o modelo de Schuepp et al. (1990) parece ser uma ferramenta capaz de permitir a avaliação da representatividade das medições efectuadas, de uma forma bastante razoável. Como os resultados de ambos os modelos sugeriram que as medições efectuadas foram representativas da área que se pretendia observar, não se procedeu a qualquer eliminação de dados.

3.5. Preenchimento de falhas nas séries anuais de dados (*gap-filling*)

Os dados dos fluxos médios de 30 minutos, provenientes de um sistema de correlação turbulenta, têm por objectivo determinar os fluxos totais em cada dia e em cada ano, por soma de todos os valores individuais. Contudo, neste tipo de estudos, essas somas são, por regra, inviabilizadas pelas falhas ou lacunas nas séries anuais de dados, criadas pelos dados perdidos (devido a cortes eléctricos, avarias, etc.) e rejeitados pelos usuais processos de filtragem e avaliação da qualidade dos dados. Torna-se assim imperioso implementar determinados procedimentos, chamados de *gap-filling*, que providenciem o restabelecimento das séries anuais de dados, através do preenchimento dos dados em falta.

Vários métodos de *gap-filling* têm sido propostos. Três dos principais, amplamente usados, foram discutidos e analisados por Falge et al. (2001b). O primeiro, o método da variação média diária, consiste em preencher cada observação de 30 minutos em falta com o valor médio do mesmo período de dias adjacentes. Normalmente, o valor médio resulta de um intervalo de tempo que varia de 4 a 15 dias. A principal desvantagem deste método é não considerar a variação das condições meteorológicas. Contudo, uma correcta selecção do intervalo de tempo pesquisado parece diminuir esse problema.

O segundo, o método das *look-up tables*, baseia-se em preencher cada observação de 30 minutos em falta com um valor médio resultante de observações em condições ambientais semelhantes (radiação fotossintética e temperatura do ar). Para isso, são elaboradas tabelas, normalmente para 4 ou 6 períodos sazonais distintos. Em cada tabela, os dados dos fluxos de 30 minutos são distribuídos por classes de $100 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ de radiação fotossintética. Dentro dessas classes, os fluxos são ainda distribuídos por classes de temperatura de 2°C de amplitude. Uma vez distribuídos os fluxos, as médias e os desvios padrão para cada subclasse são determinados. Portanto, essas médias são usadas para preencher as observações em falta, por similaridade de condições de radiação fotossintética e temperatura do ar. Em ecossistemas muito dinâmicos, como as pastagens, este método pode talvez ser algo limitado pelo facto de as tabelas serem construídas para períodos mínimos de 2 meses. Reduzindo os períodos, pode não se conseguir obter todas as classes necessárias para uma boa “performance” do *gap-filling*. Daí que, as rápidas variações dos

fluxos, associadas a rápidas variações da estrutura da vegetação (por vezes 1-2 semanas), podem talvez ser diluídas, levando a erros consideráveis no preenchimento das falhas.

O terceiro método, o método das regressões não lineares, é apenas usado para preencher falhas de dados nas séries de dados dos fluxos de dióxido de carbono (NEE). Este método recorre a relações entre a temperatura do ar, ou do solo, e o NEE nocturno, para modelar os dados nocturnos em falta, e a relações entre o NEE diurno e a radiação fotossintética (curvas de reposta à radiação), para modelar os dados diurnos em falta. A modelação dos dados nocturnos é baseada, de um modo geral, nas conhecidas e testadas funções de resposta à temperatura de *Lloyd & Taylor*, *Arrhenius* ou *Van't Hoff*. A equação de *Michaelis-Menten* tem sido, por sua vez, largamente usada para modelar o NEE diurno. Para mais informações sobre estas equações, assim como a metodologia normalmente usada na sua aplicação, sugere-se a consulta do artigo de Falge et al. (2001b).

Um algoritmo inovador, baseado em métodos similares aos acima discutidos, foi desenvolvido por Reichstein et al. (2005). Este algoritmo ultrapassa algumas das limitações acima discutidas, nomeadamente no que respeita à correlação temporal dos fluxos. Este algoritmo foi disponibilizado pela comissão científica do projecto *CARBOEUROPE*, e foi usado para preencher as falhas de dados nas séries temporais de *E* e NEE. Infelizmente, este algoritmo não permite ser usado para preencher as falhas de dados nas séries temporais de *H*. O algoritmo funciona de uma forma bastante simples. Inicialmente, as observações de 30 minutos em falta são distribuídas em três grupos de acordo com os dados meteorológicos disponíveis (temperatura do ar, radiação solar global e défice de pressão de vapor do ar). No primeiro, todos os dados meteorológicos estão presentes. No segundo, apenas a radiação solar global está presente. No terceiro, nenhum dos dados meteorológicos está disponível. Cada observação do primeiro grupo é preenchida por um valor médio resultante de observações efectuadas em condições meteorológicas semelhantes, dentro de um período de ± 7 dias. São consideradas condições meteorológicas semelhantes quando a temperatura do ar, a radiação solar global e o défice de pressão de vapor do ar não diferem mais de 2,5 °C, 50 W m⁻² e 5 hPa, respectivamente. Se dentro desse período não forem encontradas observações em condições meteorológicas semelhantes, a pesquisa é alargada a um período de ± 14 dias. Cada observação do segundo grupo é preenchida da mesma forma discutida para as do primeiro grupo, mas apenas a

radiação solar global é usada para definir as condições meteorológicas semelhantes. No caso das observações em falta do terceiro grupo, o método da variação média diária é aplicado. A única diferença reside no facto de permitir usar valores de períodos com ± 1 hora de dias adjacentes e também do mesmo dia. O período de tempo pesquisado começa em $\pm 0,5$ dias. Se uma determinada observação não for preenchida, o processo atrás descrito é de novo repetido, mas para períodos de pesquisa cada vez mais alargados até a observação ser finalmente preenchida.

Como acima referido, este algoritmo apenas permitiu o *gap-filling* das séries de dados de NEE e E . Para o caso de H , recorreu-se ao método da variação média diária. Foram usados períodos de pesquisa de 14 dias, por permitirem reduzir os erros associados à variação das condições meteorológicas (Falge et al., 2001a).

Os erros do *gap-filling* resultam, quer dos erros associados ao processo de controlo de qualidade dos dados, quer dos erros introduzidos durante o processo de *gap-filling* (Falge et al., 2001a; Falge et al., 2001b; Ruppert et al., 2006). O uso de diferentes processos de controlo de qualidade dos dados pode talvez resultar na variação da qualidade e quantidade dos dados remanescentes, influenciando assim os erros introduzidos durante o *gap-filling*. Por isso, a padronização de um processo de controlo de qualidade dos dados é um requisito essencial para se aumentar a comparabilidade dos resultados de diferentes estudos (Papale et al., 2006; Ruppert et al., 2006).

Os erros do *gap-filling* parecem apresentar alguma variação, contudo não muito significativa, em função dos métodos usados (Falge et al., 2001a; Falge et al., 2001b). Não obstante, a quantidade de observações em falta, assim como a sua distribuição nas séries anuais de dados, parece ser a mais decisiva para o sucesso do *gap-filling*. Da análise efectuada por Falge et al. (2001b) depreende-se que os erros introduzidos pelos processos de *gap-filling* não produzem alterações significativas nos somatórios anuais sempre que a percentagem de dados perdidos/rejeitados não ultrapasse significativamente os 40%, e a população de dados remanescentes seja representativa. No caso do presente estudo, a percentagem máxima anual de dados perdidos/rejeitados foi de 42,9 %, para o caso do NEE (ver Tabela 3-5). Atendendo a que em todos os casos os dados perdidos/rejeitados não ultrapassaram em demasia os 40%, e na medida em que se identificou uma distribuição equitativa das falhas de dados nas séries anuais dos fluxos (não existindo também largos

períodos (> 2-3 dias) sem dados), prevê-se que os processos de gap-filling usados não tenham introduzido erros significativos nas estimativas anuais dos fluxos medidos. Por outro lado, para o caso dos fluxos de NEE e E , foi usado o algoritmo de Reichstein et al. (2005), que como discutido anteriormente, usa uma espécie de fusão dos métodos discutidos em Falge et al. (2001b), mas que considera a auto-correlação temporal dos fluxos. Isso, pode talvez ter diminuído os erros do *gap-filling*.

Para se dar uma ideia da magnitude dos erros introduzidos nos somatórios anuais, apresenta-se a seguir um exemplo baseado nos resultados de Falge et al. (2001b), para o caso do NEE de uma pastagem, após terem testado várias percentagens de falhas artificiais de dados numa série anual de dados. Usando, por exemplo, o método das *look-up tables*, estes autores encontraram para essa pastagem um erro absoluto máximo de $\pm 0,110$ e $\pm 0,175 \text{ g C m}^{-2}$ por percentagem de dados em falta, respectivamente para o período diurno e nocturno. Considerando, por exemplo, 20% de dados diurnos em falta e 60% de dados nocturnos em falta (percentagens anuais equivalentes àquelas verificadas neste estudo, para o caso do NEE), resultaria num erro máximo anual de $\pm 12,7 \text{ g C m}^{-2}$. Para o caso do método da variação média diária, o erro máximo seria de $\pm 17,5 \text{ g C m}^{-2}$. Estes erros, podem ser considerados relativamente baixos. No caso deste estudo em particular, assumindo erros desta ordem de grandeza, os somatórios anuais de NEE não seriam significativamente alterados (ver ponto 4.4.1).

Falhas de dados em algumas das séries anuais de dados meteorológicos, particularmente da temperatura do ar, da radiação solar global e da precipitação, foram também preenchidas com recurso a dados provenientes de uma estação meteorológica localizada na Mitra, a cerca de 8 km de distância. Como o balanço de radiação (R_n) foi só medido a partir de Janeiro de 2005, usou-se a equação do balanço de energia à superfície (Eq. 3-16) para modelar o R_n de Outubro de 2004 a Dezembro de 2004. O erro de fecho do balanço de energia foi tomado em consideração (13%), assumindo que ele era equivalentemente distribuído por R_n e G .

3.6. Partição do NEE em GPP e R_{eco}

A partição do NEE nos seus principais componentes, o GPP e R_{eco} , é usualmente baseada na estimativa do R_{eco} . Uma vez estimado o R_{eco} , o GPP é obtido subtraindo o NEE ao R_{eco} ($GPP = R_{eco} - NEE$). O R_{eco} é medido directamente pelo sistema de correlação turbulenta durante os períodos nocturnos. Tipicamente, o R_{eco} diurno é extrapolado das medições nocturnas, obtidas em condições de elevada turbulência atmosférica, aplicando comuns funções de resposta do R_{eco} à temperatura do solo ou ar (Goldstein et al., 2000; Berbigier et al., 2001; Falge et al., 2002; Griffis et al., 2003; Carrara et al., 2004; Xu e Baldocchi, 2004; Arain e Restrepo-Coupe, 2005; Byrne et al., 2005; Desai et al., 2005; Flanagan e Johnson, 2005; Li et al., 2005; Reichstein et al., 2005). Essas funções são também, de um modo geral, usadas para preencher as medições de R_{eco} nocturno em falta. Outros autores optam, contudo, por usar funções de resposta do NEE à radiação fotossintética para determinar um R_{eco} médio diurno (Milyukova et al., 2002; Gilmanov et al., 2007).

Neste estudo, recorreu-se ao algoritmo proposto por Reichstein et al. (2005) para se efectuar a partição do NEE em GPP e R_{eco} . Este algoritmo foi fornecido pela comissão científica do Projecto *CARBOEUROPE*, visando a padronização da partição do NEE dentro da comunidade científica do referido projecto. De uma forma sintética, passa-se a apresentar o procedimento subjacente ao algoritmo citado. O algoritmo usa apenas os dados da classe de qualidade 1 (ver Tabela 3-4), isto é, os dados de 30 minutos remanescentes após aplicação do sistema de filtragem e avaliação da qualidade dos dados. Numa primeira etapa, os dados nocturnos do NEE são separados dos diurnos; portanto, definidos como R_{eco} . Seguidamente, estes são separados em períodos de 10 dias. Para cada um desses períodos de 10 dias, a equação de Lloyd e Taylor (1994), Eq. 3-23, é ajustada ao conjunto de dados de R_{eco} e temperatura do ar ou solo (T):

$$R_{eco} = R_{ref} e^{E_0 \left(\frac{1}{T_{ref} - T_0} - \frac{1}{T - T_0} \right)} \quad (3-23)$$

onde, R_{ref} é a respiração do ecossistema à temperatura de referência, E_0 a energia de activação ou o parâmetro de sensibilidade à temperatura do solo ou ar, T_0 um parâmetro de regressão mantido a -46,02 °C como no modelo original de Lloyd e Taylor e T_{ref} a

temperatura de referência (10° C, como no modelo original de Lloyd e Taylor). Apenas os períodos onde as estimativas de E_0 são realísticas e têm um desvio padrão menor que 50% são aceites. Subsequentemente, é determinado um E_0 médio para o conjunto de dados, resultante das três estimativas de E_0 com menor desvio padrão. Uma vez obtido o E_0 , o algoritmo determina o R_{ref} , mas para períodos curtos de 4 dias. Este período foi considerado ideal para se observar as variações mais importantes da respiração do ecossistema, em função da variação dos factores biofísicos. Para o efeito, o algoritmo recorre à equação 3-23 para estimar o R_{ref} para cada período de 4 dias, usando os dados nocturnos, sendo o E_0 substituído pelo E_0 médio estimado anteriormente. O R_{ref} estimado para cada período é colocado no ponto central do período e interpolado entre períodos. Por fim, tendo o R_{ref} e o E_0 para cada período de 30 minutos, o R_{eco} é estimado usando a equação 3-23, de acordo com a temperatura do ar ou solo observada. O GPP, como acima referido, é estimado pela diferença entre o R_{eco} e o NEE. No caso deste estudo, não se encontrou qualquer diferença de sensibilidade da respiração do ecossistema à temperatura, quer usando a temperatura do ar, quer usando a temperatura do solo a 2 cm de profundidade. Por isso, optou-se por usar a temperatura do ar na equação 3-23.

Uma pequena alteração foi introduzida nas estimativas diárias de R_{eco} aquando de eventos de precipitação, com o solo relativamente seco. Como anteriormente discutido, este algoritmo determina o R_{ref} para períodos curtos de 4 dias. Contudo, não são suficientemente curtos para se modelar correctamente o grande aumento do R_{eco} nessas situações. O que acontece é uma grande subestimação do R_{eco} no dia em que chove. Isso não tem implicações a longo termo, pois a subestimação nesse dia é compensada pela normal sobrestimação do R_{eco} nos dias adjacentes (pois o R_{ref} representa a “média” para cada 4 dias). Contudo, pela relação $\text{GPP} = R_{\text{eco}} - \text{NEE}$, facilmente se conclui que o GPP pode tomar um sinal negativo, pois normalmente o GPP é relativamente baixo com o solo seco. Portanto, como um GPP negativo não tem significado biológico, ele foi estimado de uma forma empírica, através da relação entre o GPP e radiação fotossintética dos dias anteriores. Então, o R_{eco} resultou da soma do NEE com o GPP. Como apenas se registaram poucos casos destes durante cada ano de estudo, e as alterações não foram significativas, não se introduziu também alterações significativas nas estimativas anuais do R_{eco} e GPP.

3.7. Análise de dados

A evapotranspiração potencial diária (E_p), isto é, a máxima evapotranspiração diária esperada de uma superfície saturada de água, foi estimada pela equação combinada de *Penman-Monteith* (Monteith, 1965):

$$\lambda E_p = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho C_p D / r_a}{\Delta + \gamma(1 + r_s / r_a)} \quad (3-24)$$

onde Δ é a taxa de alteração da pressão de vapor de saturação com a temperatura (kPa K^{-1}), D o déficit de pressão de vapor do ar (kPa), r_a a resistência aerodinâmica (d m^{-1}), γ a constante psicométrica (kPa K^{-1}) e r_s a resistência da superfície (d m^{-1}). A energia disponível à superfície ($R_n - G$) foi convertida em $\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$. Os cálculos de Δ , ρ (kg m^{-3}), C_p ($\text{MJ kg}^{-1} \text{K}^{-1}$), D , γ e r_a foram realizados de acordo com Allen et al. (1998). Na determinação da resistência aerodinâmica, a variação sazonal da altura da vegetação foi tida em consideração. A resistência da superfície foi assumida constante (70 s m^{-1}), considerando disponibilidade de água no solo.

A fim de se calcular os valores diários do coeficiente de *Priestley-Taylor* ($\lambda E / \lambda E_{eq}$), o fluxo de calor latente de equilíbrio (λE_{eq}) foi determinado pela seguinte equação (Priestley e Taylor, 1972):

$$\lambda E_{eq} = \frac{\Delta(R_n - G)}{\Delta + \gamma} \quad (3-25)$$

O fluxo de calor latente de equilíbrio, ou evapotranspiração de equilíbrio, é considerado a evapotranspiração proveniente de uma superfície de solo e plantas saturada em água, onde é assumido que a atmosfera está também saturada em água e, portanto, a sua humidade não varia (Garratt, 1992). É apenas um conceito teórico, pois na realidade isto não acontece. Não obstante, este parâmetro é um bom indicador da disponibilidade de água no solo, uma vez que em condições de abundância de água no solo o λE apresenta normalmente um valor aproximado a $1,26 \lambda E_{eq}$ (1.26 é a constante de *Priestley-Taylor*).

Para se avaliar o controlo fisiológico da transferência de água entre o ecossistema e a atmosfera, a condutância da superfície (g_s) foi calculada, para cada período de 30 minutos, invertendo a equação 3-24 (o λE_p foi substituído pelas medições de λE). A condutância aerodinâmica (g_a) foi obtida a partir das medições de u_* (m s^{-1}) de acordo com a seguinte equação (Monteith e Unsworth, 1990):

$$\frac{1}{g_a} = \frac{u}{u_*^2} + 6,2u_*^{-0,67} \quad (3-26)$$

onde u é a velocidade média do vento (m s^{-1}). Os valores diários de g_s foram derivados da média das observações diurnas, como um indicador diurno da condutância da superfície. As condutâncias em m s^{-1} foram posteriormente convertidas em $\text{mmol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, usando a lei dos gases ideais.

O grau de acoplamento entre a superfície do ecossistema e a camada limite atmosférica foi estimado através do coeficiente de desacoplamento (Ω). Este coeficiente foi calculado para cada 30 minutos de acordo com Jarvis e Mcnaughton (1986):

$$\Omega = \frac{(\Delta + \gamma)}{\Delta + \gamma(1 + g_a / g_s)} \quad (3-27)$$

Os valores diários do coeficiente de desacoplamento foram também obtidos pela média de todas as observações diurnas.

A relação entre o NEE ($\mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{s}^{-1}$) e a radiação fotossinteticamente activa incidente (PPFD, $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) foi avaliada usando a hipérbole rectangular de *Michaelis–Menten* ajustada aos dados de 30 minutos de elevada qualidade (classe de qualidade 0), como se segue (e.g. Hollinger et al., 1999; Kowalski et al., 2003):

$$\text{NEE} = \frac{\text{GPP}_{\text{max}} \text{PPFD}}{K + \text{PPFD}} + R_{\text{eco}} \quad (3-28)$$

onde o GPP_{max} ($\mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{s}^{-1}$) é a produtividade primária bruta quando a radiação tende para infinito e o K o valor de PPFD no qual o NEE é metade do GPP_{max} . Este

modelo produz as chamadas curvas de resposta à radiação fotossintética. O valor aparente (α), o declive inicial da curva, que traduz a captura de dióxido de carbono por unidade de radiação recebida no ecossistema, foi calculado pela razão GPP_{max} / K . O NEE quanto a radiação fotossinteticamente activa tende para infinito (NEE_{max}) foi derivado da Eq. 3-28, somando o GPP_{max} (valor negativo) ao R_{eco} ($\mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$).

A relação entre o R_{eco} nocturno, ou o $NEE_{nocturno}$ ($\mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$), e a temperatura do solo a 2 cm de profundidade (T_s , °C), foi examinada usando a equação de *Van't Hoff* ajustada aos dados de 30 minutos de elevada qualidade, como se segue (e.g. Falge et al., 2001b; Xu e Baldocchi, 2004):

$$NEE_{nocturno} = a \exp(bT_s) \quad (3-29)$$

onde a e b são os parâmetros de regressão. O coeficiente de sensibilidade do R_{eco} à temperatura do solo (Q_{10}) foi determinado pela seguinte equação:

$$Q_{10} = \exp(10b) \quad (3-30)$$

Este coeficiente traduz a taxa de alteração da respiração do ecossistema quando a temperatura do solo, neste caso, aumenta 10 °C.

A eficiência do uso da água (EUA_{GPP} , $\text{mmol CO}_2 \text{ mol}^{-1} \text{ H}_2\text{O}$) foi calculada numa base diária, como a razão entre o valor diário do GPP e o valor diário da evapotranspiração (e.g. Reichstein et al., 2002). A eficiência do uso da radiação fotossinteticamente activa incidente (EUR_{GPP} , $\text{mmol CO}_2 \text{ mol}^{-1}$ quanta) foi determinada também numa base diária, como a razão entre o valor diário do GPP e o valor diário da radiação fotossinteticamente activa incidente (PPFD) (e.g. Gilmanov et al., 2007). Para examinar a variação sazonal de EUA_{GPP} e EUR_{GPP} , usou-se uma média móvel de 5 dias.

4. Resultados e discussão

4.1. Condições meteorológicas

Para se estudar convenientemente a transferência de energia, vapor de água e dióxido de carbono entre a pastagem e a atmosfera é necessário primeiro conhecer a sazonalidade dos factores meteorológicos chave. A Fig. 4-1 mostra a variação sazonal das principais condições meteorológicas durante todo o período de estudo. O padrão sazonal da radiação solar global (R_s) foi similar nos dois anos hidrológicos, com valores mínimos de $1-5 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ nos dias nublados do Inverno e valores máximos da ordem dos $30 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ no Verão. O número de dias nublados foi substancialmente inferior em 2005, especialmente entre os dias 1 e 60. As temperaturas máximas do ar (T_{max}) variaram de $10-15 \text{ }^\circ\text{C}$, no Inverno, para valores superiores a $35 \text{ }^\circ\text{C}$, no Verão. As temperaturas mínimas (T_{min}) também apresentaram uma variação sazonal marcada, com valores da ordem dos $-5 \text{ }^\circ\text{C}$ a serem registados no Inverno e valores bem acima dos $10 \text{ }^\circ\text{C}$ no Verão. A temperatura média do ar para os anos hidrológicos 2004-2005 e 2005-2006 foi $14,7$ e $14,5 \text{ }^\circ\text{C}$, respectivamente.

O padrão sazonal da temperatura do solo foi concomitante com o padrão da temperatura do ar. As temperaturas médias diárias a 2, 10 e 20 cm de profundidade foram similares durante o Outono e Inverno, com valores mínimos entre os 5 e $10 \text{ }^\circ\text{C}$ no início do Inverno. Pelo contrário, no Verão, as temperaturas médias diárias a 20 cm de profundidade foram consistentemente inferiores às temperaturas registadas a 2 e 10 cm de profundidade. Em todos os casos, nesse período, foram observadas temperaturas médias diárias geralmente superiores a $25 \text{ }^\circ\text{C}$. A humidade relativa do ar às 9h da manhã apresentou um padrão sazonal expectável, com valores geralmente superiores a 80% durante o Outono e Inverno, e abaixo dos 70 % no Verão. Não obstante, a maior diferença entre os dois anos hidrológicos foi observada entre os dias 1 e 90, como resultado das diferentes condições meteorológicas, principalmente a precipitação.

A precipitação foi o factor ambiental que mais diferiu entre os dois anos hidrológicos, quer na sua quantidade anual, quer na sua distribuição. O primeiro ano hidrológico foi seco, com precipitação total de 364 mm (45% abaixo da normal climatológica), e o segundo foi

normal, com precipitação total de 752 mm (apenas 12% acima da normal climatológica). Durante o primeiro ano hidrológico, foi observado um longo período, entre os dias 340 e 80, sem precipitação significativa. Isto levou a um severo déficit de água nas plantas, principalmente no final do Inverno quando o conteúdo volumétrico de água caiu abaixo dos 10% nos 15 cm do topo do solo.

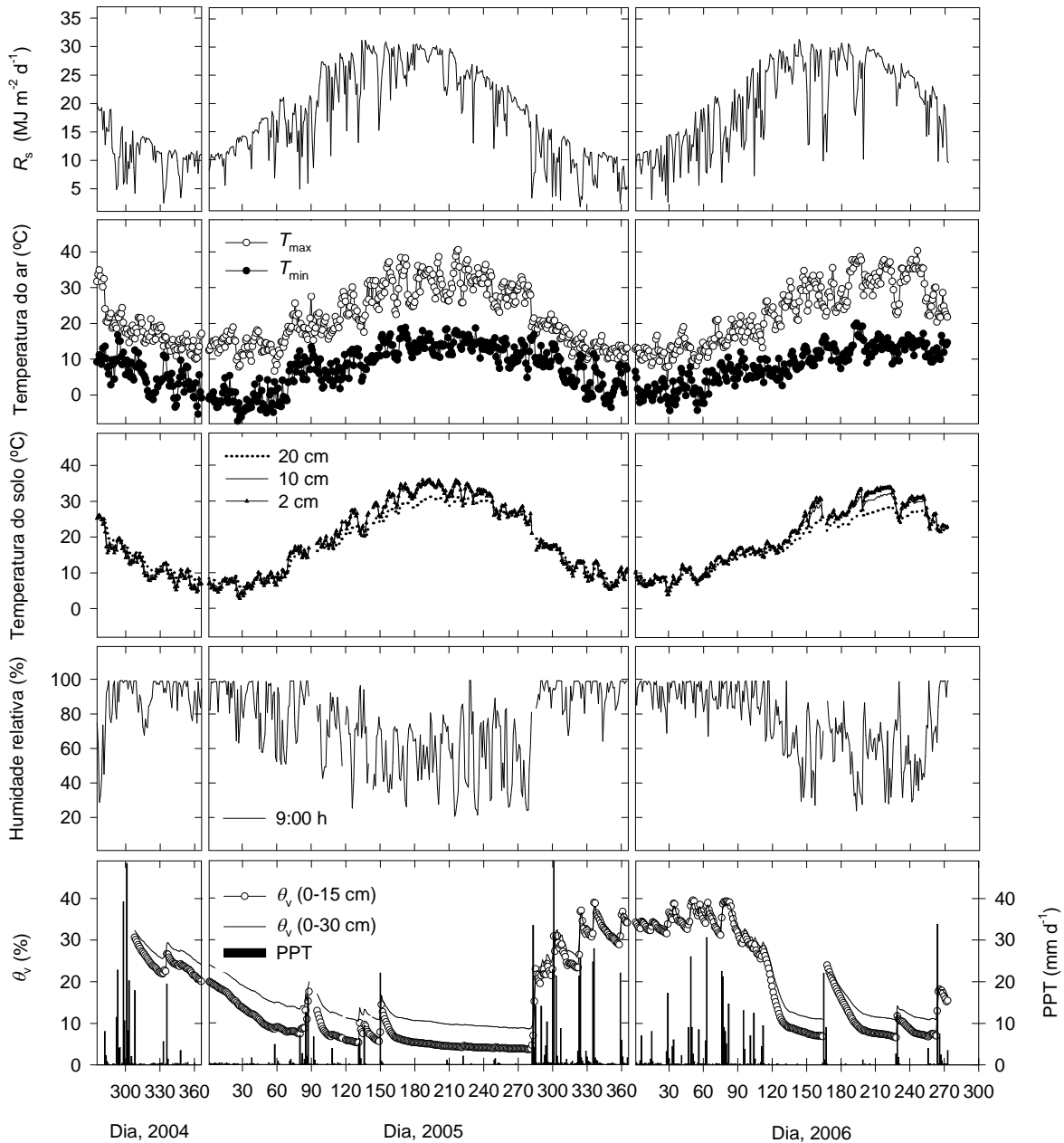


Fig. 4-1. Variação sazonal dos valores diários de radiação solar global (R_s), temperatura máxima diária (T_{\max}) e temperatura mínima diária (T_{\min}), temperatura do solo média diária a 2, 10 e 20 cm de profundidade, humidade relativa do ar às 9:00 h da manhã, conteúdo volumétrico médio de água (θ_v) nos 0-15 e 0-30 cm do perfil do solo e precipitação total diária (PPT) durante todo o período de estudo. Estão representados os dias julianos para cada ano.

Em contraste, no Inverno e início da Primavera do segundo ano hidrológico, a precipitação foi uniformemente distribuída, levando a percentagens de humidade do solo superiores. No final da Primavera de 2006, um forte evento de precipitação, associado a um outro durante o Verão, propiciaram, também, humidades do solo superiores relativamente ao mesmo período de 2005. Parece importante mencionar que os valores elevados do conteúdo volumétrico de água nos 30 cm do topo do solo, especialmente durante os períodos secos, mostram a capacidade deste solo em reter água a 30 cm de profundidade, onde se encontra uma camada relativamente densa de argila. Mesmo durante o Verão, a humidade do solo a 30 cm de profundidade nunca desceu abaixo dos 18%.

Para se caracterizar melhor as diferenças de precipitação, na Fig. 4-2 mostram-se os valores mensais de precipitação para os dois anos hidrológicos, assim como as médias mensais de longo termo (1951-1980).

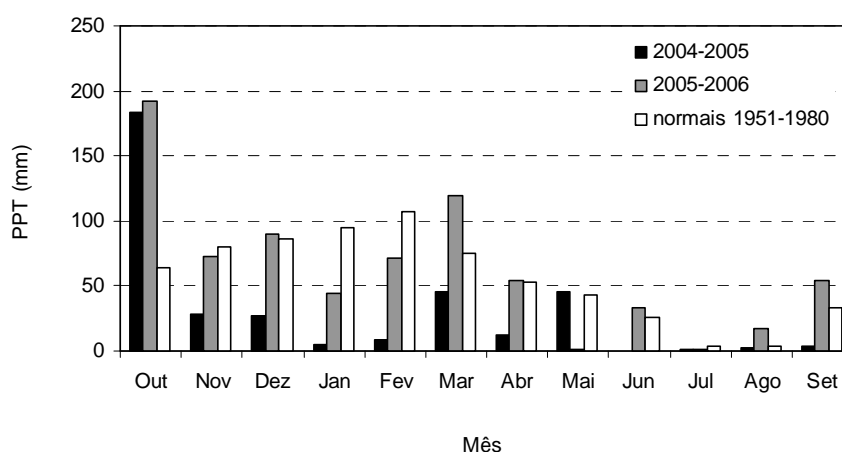


Fig. 4-2. Valores mensais de precipitação (PPT) para os anos hidrológicos 2004-2005 e 2005-2006. Estão também apresentados os valores médios mensais de longo termo (1951-1980).

Apesar da precipitação total no mês de Outubro ter sido idêntica nos dois anos hidrológicos, foi muito acima da normal climatológica. Nos meses subsequentes, as precipitações mensais do primeiro ano hidrológico foram substancialmente abaixo das normais climatológicas, à excepção do mês de Maio, Julho e Agosto. No segundo ano, estas foram próximas da média, mas com alguns desvios importantes, tais como um desvio negativo em Janeiro, Fevereiro e Maio, e um positivo em Março. De um modo geral, em ambos os anos, uma parte substancial da precipitação anual caiu em Outubro, e desvios

negativos foram identificados no Inverno. Esta ocorrência suporta as tendências observadas recentemente em Portugal, no que respeita à distribuição anual da precipitação (Miranda et al., 2002).

Na tabela 4-1 apresenta-se a direcção de vento predominante em cada mês dos dois anos hidrológicos em análise. De um modo geral, o vento foi proveniente de leste, durante o Outono e Inverno, e de noroeste ou oeste, durante a Primavera e Verão.

Tabela 4-1. Direcção do vento predominante em cada mês de ambos os anos hidrológicos

Mês	Ano hidrológico 2004-2005	Ano hidrológico 2005-2006
Outubro	W	E
Novembro	E	E
Dezembro	E	E
Janeiro	E	E
Fevereiro	E	E
Março	E	SW
Abril	NW	E
Maio	NW	NW
Junho	W	NW
Julho	NW	NW
Agosto	W	W
Setembro	NW	E

Numa base anual, os ventos provieram predominantemente de leste, com cerca de 20 % de frequência (Fig. 4-3). Não menos inferiores, foram as frequências dos ventos provenientes de noroeste e oeste.

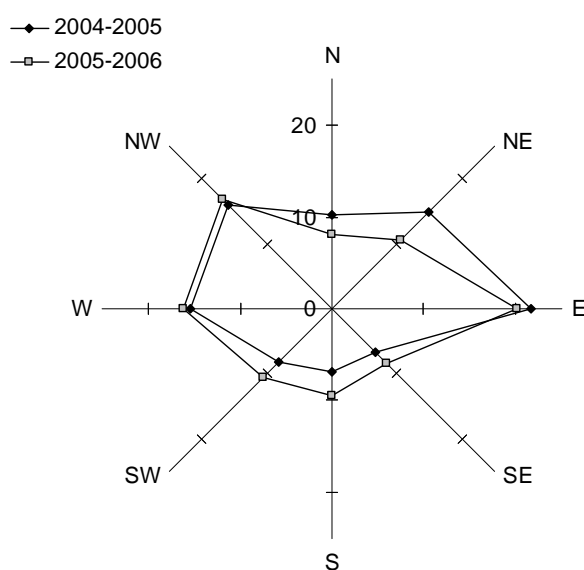


Fig. 4-3. Distribuição anual das frequências da direcção do vento para os dois anos hidrológicos.

4.2. Estrutura e biomassa da vegetação

Nas tabelas 4-2 e 4-3 apresenta-se a composição florística da pastagem no pico de crescimento do ano hidrológico 2004-2005 e 2005-2006, respectivamente.

Tabela 4-2. Composição florística da pastagem no pico de crescimento do ano hidrológico 2004-2005

espécie	cobertura do terreno (%)
<i>Vulpia bromoides</i> (L.) S.F. Gray	23,1
<i>Avena barbata</i> Link subsp. <i>Lusitanica</i> (Tab. Mor.) Romero Zarco	17,2
<i>Bromus hordeaceus</i> L.	9,1
<i>Hordeum murinum</i> L. subsp. <i>Leporinum</i> (Link) Arcangeli	1,8
<i>Galactites tomentosa</i> Moench	0,4
<i>Rumex bucephalophorus</i> L.	9,1
<i>Taeniatherum caput-medusae</i> (L.) Nevski	0,6
<i>Cynodon dactylon</i> (L.) Pers.	29,3
<i>Vulpia geniculata</i> (L.) Link	9,2
<i>Phalaris coerulescens</i> Desf.	3,4
<i>Chamaemelum mixtum</i> (L.) All.	10,0
<i>Diploaxis catholica</i> (L.) DC.	0,3
<i>Echium plantagineum</i> L.	0,3

Tabela 4-3. Composição florística da pastagem no pico de crescimento do ano hidrológico 2005-2006

espécie	cobertura do terreno (%)
<i>Vulpia bromoides</i> (L.) S.F. Gray	8,2
<i>Avena barbata</i> Link subsp. <i>Lusitanica</i> (Tab. Mor.) Romero Zarco	9,5
<i>Bromus hordeaceus</i> L.	2,6
<i>Hordeum murinum</i> L. subsp. <i>Leporinum</i> (Link) Arcangeli	1
<i>Rumex bucephalophorus</i> L.	5,2
<i>Cynodon dactylon</i> (L.) Pers.	13
<i>Vulpia geniculata</i> (L.) Link	15,5
<i>Phalaris coerulescens</i> Desf.	3,2
<i>Chamaemelum mixtum</i> (L.) All.	7,3
<i>Echium plantagineum</i> L.	6,9
<i>Ornithopus compressus</i> L.	9,2
<i>Medicago sativa</i> L.	16,7
<i>Crepis vesicaria</i> L.	7,1
<i>Trifolium subterraneum</i> L.	9,2
<i>Tolpis barbata</i> (L.) Gaertner	3,2
<i>Parentucellia viscosa</i> (L.) Caruel	8,3
<i>Medicago polymorpha</i> L.	7,5
<i>Trifolium resupinatum</i> L.	9,8

Numa primeira análise verifica-se que a abundância de espécies foi substancialmente superior no segundo ano. Isto pode atribuir-se ao facto de que nestas pastagens

mediterrânicas a abundância de espécies é muito sensível à precipitação, e portanto a maior abundância ocorre em anos húmidos (Figueroa e Davy, 1991). Uma segunda diferença entre os dois anos, não menos importante que a primeira, foi a ausência de leguminosas no ano seco (2004-2005). Estas aparentaram ser bastante sensíveis à seca e, por isso, o seu não desenvolvimento teve certamente repercussões negativas. Como se sabe, estas espécies são capazes de estabelecer relações simbióticas com as bactérias do género *Rhizobium*, as quais fixam e fornecem azoto às plantas (Mooney, 1972). Se por um lado isso tem um impacto positivo e directo no desenvolvimento dessas espécies, por outro quando as mesmas morrem disponibilizam o azoto no solo. No segundo ano, as leguminosas foram relativamente abundantes, com uma razão de $0,3 \text{ kg kg}^{-1}$ de matéria seca.

Na sua maioria, as espécies identificadas nos dois anos hidrológicos são anuais, de estação fria, e efectuam fotossíntese C3. Em ambos os anos hidrológicos, esta comunidade de espécies C3 germinou com as primeiras chuvas, no Outono, e senesceu no início de Maio. A única espécie perene identificada foi a grama, *Cynodon dactylon* L., a qual possui fotossíntese C4. Os rebentos desta espécie invasiva energiram no final do Inverno e morram no início do Outono. A presença desta espécie no Verão tem a ver com o facto de ser tolerante à seca (Mamolos et al., 2001; Vignolio et al., 2005). A sua resistência à seca provém de interessantes estratégias adaptativas. Além das suas características morfológicas plenamente adaptadas à seca, esta espécie concentra, apenas, cerca de 40% da biomassa das raízes nos 20-25 cm do topo do solo (Huang et al., 1997). Além disso, ela é capaz de incrementar a área e o comprimento do seu sistema radicular em condições de défice de água no solo (Vignolio et al., 2002), melhorando a absorção de água e nutrientes, principalmente nas camadas mais profundas do solo (onde a humidade é superior).

A pastagem foi pastoreada no Outono e início do Inverno, no primeiro ano hidrológico, e apenas no Outono, no segundo, uma ou duas vezes por semana com um densidade de aproximadamente 60 ovelhas/ha. A Fig. 4-4 ilustra a variação sazonal do índice de área foliar (IAF) e biomassa da parte aérea nas áreas pastoreada e não pastorada (gaiolas de exclusão) a partir de Abril de 2005 até ao final do período de estudo. De um modo geral, o IAF respondeu bem às variações da temperatura e humidade do solo. Como consequência, no pico de crescimento da vegetação, o IAF da área pastoreada foi de 0,4 e 2,5 para o ano seco e normal, respectivamente. Apesar do IAF não ter sido medido antes de Abril de

2005, provavelmente não alcançou valores superiores a 1 devido ao pastoreio e às condições de seca observadas. O valor máximo do IAF do ano seco assemelha-se aos valores publicados para pastagens semiáridas (e.g. Li et al., 2005), enquanto que, para o ano normal, valores similares foram reportados para uma pastagem anual mediterrânea, na Califórnia (Xu e Baldocchi, 2004). A biomassa máxima da parte aérea da área pastoreada também diferiu marcadamente entre os anos de estudo; especificamente $0,157 \text{ kg m}^{-2}$, para o ano seco, e $0,512 \text{ kg m}^{-2}$, para o ano normal.

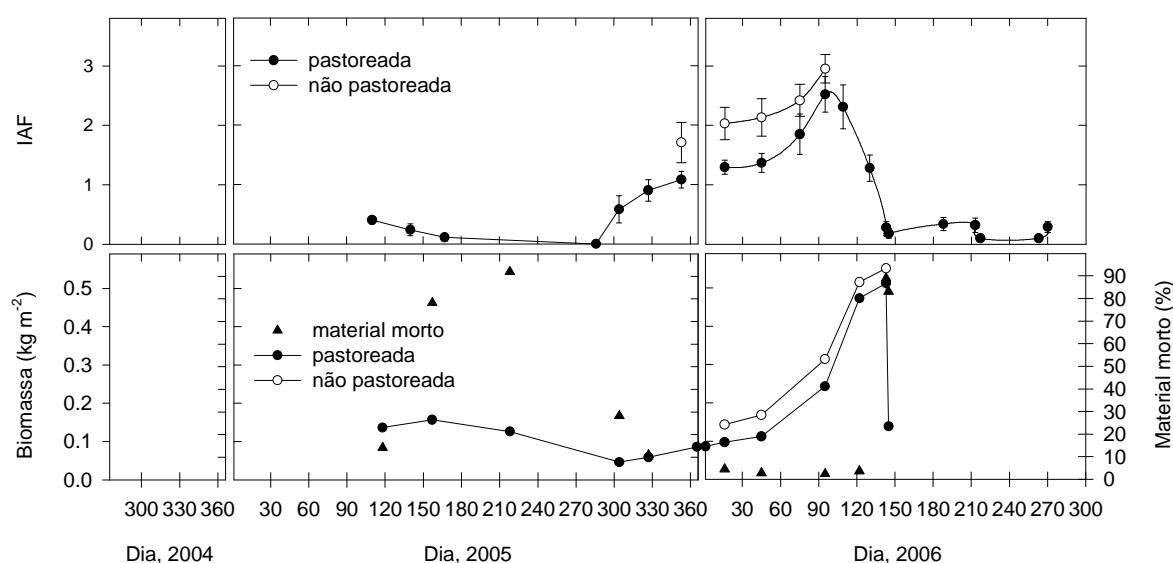


Fig. 4-4. Variação sazonal do índice de área foliar (IAF) das áreas pastoreada e não pastoreada (gaiolas de exclusão), biomassa da parte aérea das áreas pastoreada e não pastoreada (gaiolas de exclusão) e material morto da área pastoreada durante todo o período de estudo. As barras verticais representam o desvio padrão.

Os efeitos negativos do pastoreio no desenvolvimento da vegetação foram evidentes durante o Inverno de 2006, quando as temperaturas baixas limitaram o crescimento da vegetação. As diferenças máximas de IAF e biomassa da parte aérea, entre a área não pastoreada e pastoreada, alcançaram cerca de 0,7 e $0,070 \text{ kg m}^{-2}$, respectivamente. Contudo, durante o período de crescimento máximo da vegetação, no início da Primavera, essas diferenças foram substancialmente reduzidas. O IAF e a biomassa da parte aérea máximos da área não pastoreada foram apenas, respectivamente, 18 e 7,6 % superiores do que na área pastoreada. Num estudo de 3 anos sobre um campo mediterrânico de luzerna, Chocarro et al. (2005) também verificaram que um evento de pastagem severo no Inverno levou apenas a uma pequena redução da produção de biomassa na Primavera.

Como referido anteriormente, em ambos os anos hidrológicos, as espécies C3 senesceram no início de Maio, por volta do dia 132. A partir daí, a espécie C4 permaneceu activa, mas com diferentes IAF entre ambos os anos. Em 2005, o IAF da planta C4 entre os dias 132 e 170 esteve acima dos 0,1, mas diminuiu lentamente em direcção ao final do Verão, para valores próximos de zero (Fig. 4-4). Em 2006, a forragem foi cortada no dia 144, reduzindo o IAF da planta C4 para 0,15 e a biomassa da parte aérea para $0,138 \text{ kg m}^{-2}$. A forragem foi deixada no terreno, cobrindo parcialmente o solo e as folhas verdes restantes, e apenas foi removida no dia 162. Imediatamente a seguir, eventos de precipitação fortes levaram a um rápido desenvolvimento da planta C4, com o índice de área foliar a atingir 0,35 no dia 188. Até ao dia 213 o IAF permaneceu constante. A partir desse dia, foram observados alguns eventos de pastagem, os quais reduziram gradualmente o IAF para 0,1, no dia 217. Após eventos de precipitação fortes no final do Verão, o IAF voltou a aumentar para cerca de 0,3, no dia 270. Este aumento não se deveu a um crescimento da planta C4, mas sim à germinação e crescimento das plantas C3, as quais iniciaram um novo ciclo anual. Nesta fase (início do Outono), a diminuição das temperaturas do ar e a competição das plantas C3 levaram à morte da parte aérea da planta C4.

4.3. Variação sazonal e inter-anual da transferência de energia e vapor de água

4.3.1. Variação sazonal e inter-anual dos fluxos de energia

A variação sazonal dos fluxos de energia durante todo o período de estudo está ilustrada na Fig. 4-5. O padrão sazonal do balanço de radiação, R_n , seguiu aproximadamente a variação de R_s (Fig. 4-1), apresentando valores máximos diários de 10-15 MJ m⁻², no Verão, e mínimos diários próximos de zero, no final do Outono e início do Inverno. Os valores diários do fluxo de calor no solo, G , foram geralmente negativos no Outono e Inverno, indicando uma importante perda de energia do solo para a atmosfera. Na Primavera e Verão, o G foi predominantemente positivo, excepto na maior parte dos dias nublados. A variação temporal do fluxo de calor sensível, H , foi concomitante com o padrão de variação de R_n . No final do Outono e Inverno, o H foi próximo de zero, muitas vezes negativo, mas aumentou gradualmente para valores diários superiores a 8 MJ m⁻², no Verão. Os valores negativos de H reflectiram a transferência de energia da atmosfera para o ecossistema.

Os valores mínimos diários do fluxo de calor latente, λE , da ordem de 1-2 MJ m⁻², foram registados durante o Inverno, essencialmente devido às taxas baixas de evapotranspiração potencial. Contudo, na Primavera e Verão, as taxas de λE foram claramente controladas pela disponibilidade de água no solo e pelo crescimento da vegetação. Portanto, o défice de água no solo durante o Inverno e início da Primavera de 2005 levou o ecossistema a transferir λE a uma taxa máxima diária da ordem de 6 MJ m⁻², aproximadamente metade da taxa máxima diária medida em 2006, com abundância de água no solo e uma vegetação mais densa. No Verão de 2006, as taxas diárias de λE foram também consistentemente superiores às do ano transacto. Isso deveu-se, essencialmente, a um conteúdo superior de água no solo, assim como a um IAF da espécie C4 relativamente mais elevado no Verão de 2006.

Em ambos os anos hidrológicos, o λE passou a dominar sobre o H aquando das primeiras chuvas de Outono, as quais aumentaram o conteúdo de água no solo e providenciaram, subsequentemente, a germinação das sementes das espécies anuais (C3). A mudança de λE para H ocorreu, de uma forma pronunciada, durante a senescência dessas mesmas

espécies anuais. Mudanças similares, principalmente associadas à variação do conteúdo de água no solo, foram também observadas numa pastagem mediterrânea na Califórnia (Valentini et al., 1995) e numa pastagem temperada no Canadá (Wever et al., 2002).

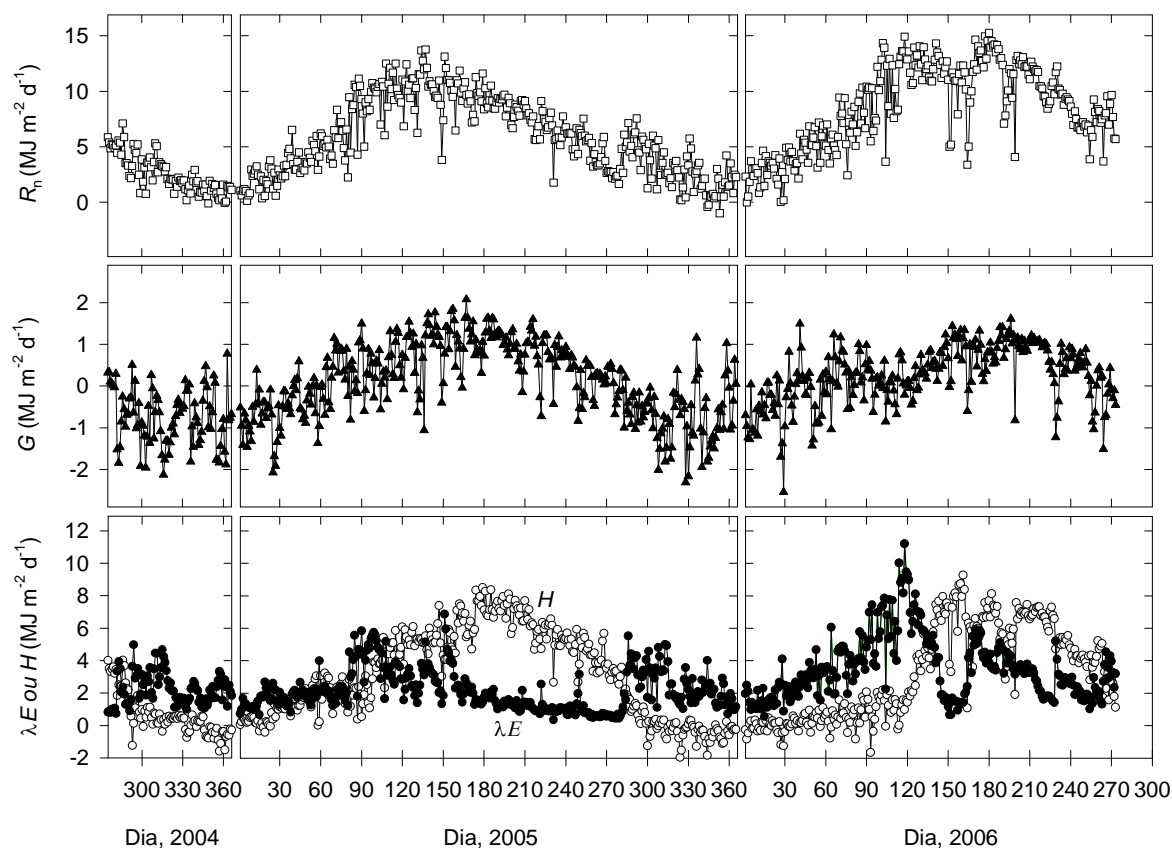


Fig. 4-5. Variação sazonal dos valores diários do balanço de radiação (R_n), fluxo de calor no solo (G), fluxo de calor sensível (H) e fluxo de calor latente (λE) durante todo o período de estudo.

Para se entender melhor as diferenças sazonais e inter-anuais dos fluxos de energia, dividiu-se cada ano hidrológico em três principais períodos de crescimento da vegetação (Tabela 4-4). “Pré-crescimento” foi definido como o período entre 1 de Outubro e 31 de Dezembro, quando a comunidade de plantas anuais germinou, começou a crescer, mas manteve-se baixa e pouco densa. O período de “Crescimento”, quando foi observado o crescimento máximo das plantas, ocorreu entre 1 de Janeiro e o fim da senescência da comunidade de plantas C3 (ca. 12 de Maio, dia 132, em ambos os anos hidrológicos). O restante período, até 30 de Setembro, quando a única planta presente foi a espécie C4, *C. dactylon*, foi definido como “Seco”.

Tabela 4-4. Comparação dos principais parâmetros meteorológicos e biometeorológicos para os diferentes períodos de crescimento dos dois anos hidrológicos. Pré-crescimento: período entre 1 de Outubro e 31 de Dezembro; Crescimento: período entre 1 de Janeiro e o fim da senescência das espécies C3 (12 de Março, Dia 132); Seco: restante período até 30 de Setembro

Ano	2004	2005	2005	2005	2006	2006		
Período	Pré-crescimento	Crescimento	Seco	Pré-crescimento	Crescimento	Seco	ano h. 04-05	ano h. 05-06
T (°C)	11,1	9,6	21,9	11,2	9,5	21,3	14,7	14,5
T_s (°C)	13,3	12,5	29,8	13,6	12,0	26,5	19,5	18,0
R_s (MJ m ⁻²)	1048,0	2222,6	3585,2	939,4	2082,2	3452,8	6855,8	6474,4
PPT (mm)	239,4	83,2	41,0	355,2	290,2	105,8	363,6	751,2
θ_v (%)	24,1	10,8	5,3	26,0	31,1	10,1	10,9	21,8
D (kPa)	0,35	0,42	1,52	0,32	0,25	1,36	0,83	0,69
R_n (MJ m ⁻²)	235,2	775,7	1110,0	266,7	893,3	1455,1	2120,9	2615,1
G (MJ m ⁻²)	-69,0	-2,5	111,6	-59,5	-11,7	84,7	40,2	13,4
H (MJ m ⁻²)	59,2	291,4	815,0	21,9	96,0	793,4	1165,7	911,4
λE (MJ m ⁻²)	205,3	331,4	239,6	216,2	530,7	432,4	776,3	1179,3
G / R_n	-0,29	0,00	0,10	-0,22	-0,01	0,06	0,02	0,01
H / R_n	0,25	0,38	0,73	0,08	0,11	0,55	0,55	0,35
$\lambda E / R_n$	0,87	0,43	0,22	0,81	0,59	0,30	0,37	0,45
$\beta = H / \lambda E$	0,49	0,89	4,54	0,45	0,12	2,31	2,20	1,05
E (mm)	83,3	134,4	98,4	87,9	215,8	177,6	316,1	481,3
E_p (mm)	128,3	292,7	739,8	133	263,2	675,2	1160,7	1071,4
E_{eq} (mm)	73,9	181,2	278,3	76,7	209,3	388,9	533,5	674,9
E / PPT	0,35	1,62	2,40	0,25	0,74	1,68	0,87	0,64
E / E_{eq}	1,13	0,74	0,35	1,15	1,03	0,46	0,59	0,71
g_s (mmol m ⁻² s ⁻¹)	290,3	176,6	30,3	346,7	392,3	64,4	151,8	254,4
Ω	0,53	0,38	0,12	0,56	0,59	0,21	0,33	0,44

Médias diárias para cada período: T , temperatura do ar; T_s , temperatura do solo (média dos 20 cm do topo do solo); θ_v , conteúdo volumétrico de água no solo (média dos 15 cm do topo do solo); D , déficit de pressão de vapor; β , razão de *Bowen*; g_s , condutância da superfície; Ω , coeficiente de desacoplamento. Totais para cada período: R_s , radiação solar global; PPT, precipitação; R_n , balanço de radiação; G , fluxo de calor no solo; H , fluxo de calor sensível; λE , fluxo de calor latente, E , evapotranspiração; E_p , evapotranspiração potencial; E_{eq} , evapotranspiração de equilíbrio.

Nos períodos de Crescimento e Seco de 2005 os valores de R_n foram substancialmente mais baixos do que no mesmos períodos de 2006 (Tabela 4-4). Se a soma das componentes de radiação incidente (pequeno e grande comprimento de onda) foi similar nesses períodos dos dois anos (não mostrado), a diferença esteve relacionada com as características da superfície, através dos seus efeitos na emissão ou reflexão de radiação. Portanto, a principal razão para o R_n ter sido inferior nesses períodos de 2005 está relacionada com o maior albedo e a maior temperatura do solo (maior emissão de radiação infravermelha),

resultantes da combinação de um solo relativamente mais seco com um IAF mais baixo. Tal como discutido na introdução (ponto 2.1.2), estas condições tendem a reduzir o R_n . Como resultado, os valores anuais de R_n diferiram consideravelmente, nomeadamente 2121 e 2615 MJ m⁻² para o primeiro e segundo anos hidrológicos, respectivamente. Valores anuais de R_n similares foram reportados para uma pastagem mediterrânica anual na Califórnia (Baldocchi et al., 2004). Diferentemente, valores anuais de R_n substancialmente mais baixos foram observados numa estepe semiárida no centro da Mongólia (Li et al., 2006) e valores superiores foram encontrados num prado nativo em Oklahoma (Burba e Verma, 2005). Os valores cumulativos de G , H e λE estão também apresentados na Tabela 4-4.

A partição de energia diferiu entre períodos de crescimento e anos hidrológicos (Tabela 4-4). A fracção G/R_n aumentou do período de Pré-crescimento para o período Seco, em ambos os anos hidrológicos, mas apenas alcançou o máximo de 0,1 no período Seco de 2005. Expectavelmente, numa base anual, a fracção de R_n consumida em G foi baixa; 0,02 e 0,01 para o primeiro e segundo anos hidrológicos, respectivamente. Uma fracção anual ligeiramente superior (0,05), mas contudo baixa, foi publicada para a estepe semiárida no centro da Mongólia (Li et al., 2006).

As fracções $\lambda E/R_n$ e H/R_n variaram inversamente do período de Pré-crescimento para o período Seco (Tabela 4-4). Apesar de nos períodos de Pré-crescimento e Crescimento a fracção $\lambda E/R_n$ ter dominado sobre a fracção H/R_n , nos períodos Seco o H/R_n foi predominante. O grau de predominância foi substancialmente diferente, como reflectido pelos valores da razão de Bowen β , a razão entre H e λE (Tabela 4-4). A maior diferença foi encontrada nos períodos de Crescimento e Seco, onde β variou de 0,89 para 4,54, respectivamente, no primeiro ano hidrológico, e de 0,12 para 2,31, no segundo, indicando uma maior disponibilidade de água no solo durante o segundo ano.

Numa base anual, a maior porção de R_n foi consumida em H (0,55), no ano seco (2004-2005), e em λE (0,45), no ano normal (2005-2006) (Tabela 4-4). Parece importante mencionar que a diferença do fecho de energia entre os anos em estudo pode talvez ter introduzido algumas incertezas na magnitude das fracções de $\lambda E/R_n$ e H/R_n . Não

obstante, estes resultados estão dentro de um intervalo expectável, dadas as contrastantes condições climáticas observadas. Neste estudo, as fracções anuais de $\lambda E / R_n$ (0,37 e 0,45) foram mais baixas do que aquelas publicadas para o prado nativo em Oklahoma (Burba e Verma, 2005), e mais elevadas do que a fracção reportada para a estepe semiárida no centro da Mongólia (Li et al., 2006).

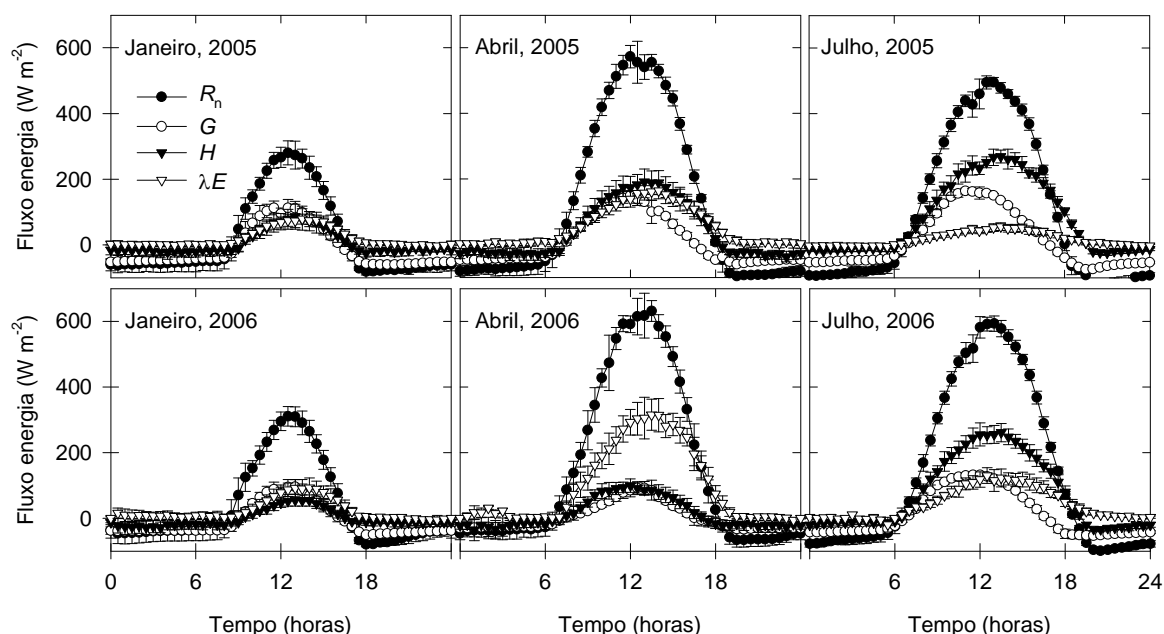


Fig. 4-6. Variação sazonal e inter-anual do perfil médio diário do balanço de radiação (R_n), fluxo de calor no solo (G), fluxo de calor sensível (H) e fluxo de calor latente (λE). Mostra-se um período com vegetação relativamente curta (Janeiro, Dia 1-31), o período do pico de crescimento da vegetação (Abril, Dia 91-120) e um período onde apenas a espécie C4 esteve presente (Julho, Dia 182-212). Os valores representam médias de 30 minutos. Apenas foram usados dias limpos ou quase limpos. As barras verticais representam o desvio padrão. As horas estão em UTC.

Os fluxos diurnos de energia apresentaram uma variação sazonal e inter-anual distinta (Fig. 4-6). Como exemplo, seleccionaram-se três períodos dos principais estágios de crescimento das plantas; um período com vegetação relativamente curta (Janeiro, dia 1-31), o período do pico de crescimento das plantas (Abril, dia 91-120) e um período onde a única planta presente foi a *C. dactylon* (Julho, dia 182-212). Em 2005 e 2006, o R_n aumentou de valores da ordem de 300 W m^{-2} , em Janeiro, para valores de cerca de 600 W m^{-2} , em Abril. Um posterior decréscimo foi observado em Julho, contudo menos

pronunciado em Julho de 2006 do que em Julho de 2005. Esta variação seguiu a evolução sazonal do R_s .

A partição de R_n em H , λE e G , ao meio-dia, diferiu marcadamente entre os períodos seleccionados e anos (Tabela 4-5). Em Janeiro de 2005 e 2006 a fracção $\lambda E/R_n$ foi equivalente, ainda que contudo o solo esteve relativamente seco em Janeiro de 2005 (Tabela 4-6). Possivelmente, isto foi uma consequência das taxas baixas de evapotranspiração potencial nesses períodos. Contudo, em Janeiro de 2005 a fracção G/R_n dominou devido a uma vegetação curta e humidade e temperatura do solo baixas. Mesmo em Janeiro de 2006, G/R_n partilhou a dominância com $\lambda E/R_n$, o que demonstrou que, nestes períodos frios e com vegetação baixa, o G teve um papel importante na partição de energia durante a fase do meio-dia (10-15h). Se por um lado uma vegetação baixa permite que o solo receba mais energia solar, por outro, temperaturas do topo do solo baixas tornam o solo ávido por energia. Além disso, nestes períodos frios, a evapotranspiração potencial e a diferença de temperatura entre a superfície e a atmosfera são baixas, limitando a transferência de vapor de água e calor sensível, respectivamente. Daí que, em Janeiro, ou em períodos similares, tais como Dezembro, G tende a dominar a partição de energia ao meio-dia. Numa estepe semiárida no centro da Mongólia, Li et al. (2006) também encontraram que G teve um papel importante na partição de energia ao meio-dia, como resultado da vegetação baixa. Em Abril de 2005, a fracção H/R_n passou a dominar, não só devido a um conteúdo muito baixo de água no solo, mas também a uma vegetação mais alta e densa e a uma diferença de temperatura, entre superfície e a atmosfera, relativamente mais elevada do que em Janeiro de 2005. Em contraste, a fracção $\lambda E/R_n$ dominou largamente em Abril de 2006, como resultado de água abundante no solo e uma vegetação alta e densa, o que levou a fracções relativamente baixas de H/R_n e G/R_n . Com as reduções do conteúdo de água no solo e o aumento da diferença de temperatura entre superfície e a atmosfera, de Abril para Julho, H/R_n dominou em Julho de ambos os anos, mas com uma importância incrementada de $\lambda E/R_n$ em Julho de 2006, devido a um conteúdo superior de água no solo (Tabela 4-5).

Tabela 4-5. Média (10:00 – 15:00h) dos componentes de partição (fluxo de calor no solo (G), fluxo de calor sensível (H) e fluxo de calor latente (λE)) do balanço de radiação (R_n), índice de área foliar (IAF) máximo e média do conteúdo volumétrico de água nos 15 cm do topo solo (θ_v) para os períodos seleccionados na Fig. 4-6

Período	Janeiro		Abril		Julho	
ano	2005	2006	2005	2006	2005	2006
G / R_n	0,39	0,29	0,23	0,12	0,31	0,22
H / R_n	0,27	0,16	0,33	0,15	0,54	0,45
$\lambda E / R_n$	0,29	0,29	0,27	0,49	0,11	0,21
IAF máximo	<1	1,3	<1	2,5	0,1	0,35
θ_v (%)	16,9	33,3	7,9	27,2	4,8	9,8

4.3.2. Variação sazonal e inter-anual da evapotranspiração

O padrão sazonal dos valores diários de evapotranspiração (E) está ilustrado na Fig. 4-7. Para se caracterizar a diferença entre ambos os anos hidrológicos, estimou-se a evapotranspiração potencial (E_p), derivada a partir da Eq. (3-24), a qual representa a evapotranspiração máxima esperada de uma superfície saturada em água. A variação sazonal da condutância da superfície (g_s) é também ilustrada (ver ponto 3.7 para informação sobre a estimativa do g_s).

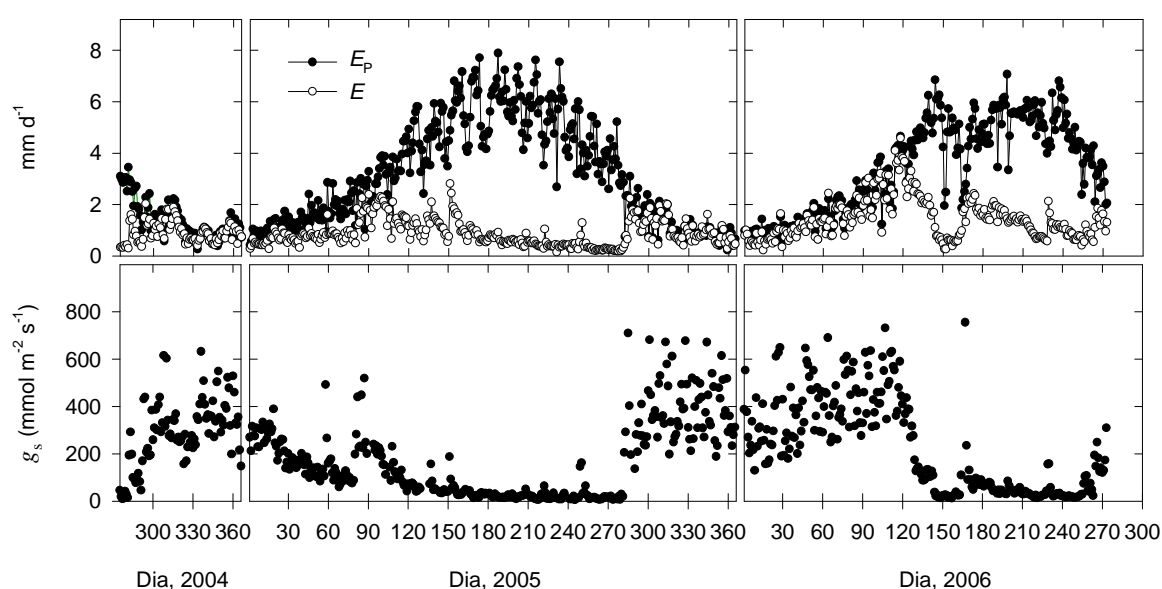


Fig. 4-7. Variação sazonal dos valores diários de evapotranspiração (E), evapotranspiração potencial (E_p) e condutância de superfície (g_s) durante todo o período de estudo.

Com as primeiras chuvas de Outono a comunidade de plantas anuais germinou e a evapotranspiração diária atingiu taxas potenciais (Fig. 4-7). Taxas diárias de E , geralmente inferiores a 1 mm, foram registadas durante o final do Outono e início do Inverno. Entre o início do Inverno e a Primavera identificou-se uma diferença substancial no padrão temporal de E , entre anos, como resultado dos contrastantes conteúdos de água no solo e índice de área foliar. Enquanto no ano seco (2004-2005), o E se separou claramente de E_p logo no início do Inverno, no ano normal (2005-2006) E prosseguiu a taxas potenciais até ao início da Primavera (por volta do dia 120), onde um máximo diário de 4,5 mm foi alcançado.

No ano seco, o máximo diário foi de apenas 2,8 mm, e ocorreu por volta do dia 150 após um forte evento de precipitação. Contudo, as taxas diárias durante o período de índice de área foliar máximo não foram significativamente diferentes (ca. 2,3 mm).

A taxa máxima diária de evapotranspiração durante o ano normal foi similar àsquelas registadas numa pastagem anual mediterrânica na Califórnia (Baldocchi et al., 2004), na estação de crescimento de 1998 de uma pastagem temperada no Canadá (Wever et al., 2002) e num prado nativo em Oklahoma (Burba e Verma, 2005). Pelo outro lado, Li et al. (2006) mediram uma taxa máxima diária de evapotranspiração de 2,8 mm, numa pastagem com stress de água no solo durante a estação de crescimento, tal como no ano seco (2004-2005).

Depois da senescência das espécies C3, a qual ocorreu no meio da Primavera (12 de Maio, dia 132, em ambos os anos hidrológicos), foram identificados distintos padrões temporais de E . No final da Primavera de 2005, os eventos de precipitação que se observaram propiciaram picos de E de curto termo. Seguidamente, E apresentou uma diminuição suave até ao final do Verão, onde o índice de área foliar era próximo de zero. Apesar dos conteúdos baixos de água no solo (< 5 % nos 15 cm do topo do solo), E esteve bem acima dos 0,4 mm por dia, no meio do Verão, e cerca de 0,2 mm por dia, no final do Verão. Dado que existia uma grande quantidade de material morto à superfície, e que o topo do solo estava extremamente seco e compactado, pode-se especular que a evaporação seria muito baixa, ou mesmo, inexistente. Portanto, estes resultados reflectem aparentemente uma evidência da actividade fisiológica da espécie tolerante à seca, *C. dactylon*, a qual tem a capacidade de estender as suas raízes profundamente no solo e, assim, aumentar a absorção

de água. A actividade fisiológica foi corroborada pelas taxas fotossintéticas estimadas (ver ponto 4.4.1). Num estudo prévio, em condições mediterrânicas, Mamolos et al. (2001) também observaram que esta espécie esteve activa no Verão, mesmo crescendo com níveis baixos de humidade na camada superior do solo. Em contraste com estes resultados, Baldocchi et al. (2004) mediram taxas diárias de evapotranspiração próximas de zero durante o Verão, numa pastagem mediterrânica com ausência de espécies de estação quente.

No final da Primavera de 2006, os efeitos do corte da forragem na transferência de vapor de água foram evidentes entre os dias 144 e 162. Uma vez que o corte da forragem reduziu o índice de área foliar e a evapotranspiração foi limitada devido à grande quantidade de forragem deixada na superfície de solo e plantas, as taxas diárias de E foram substancialmente reduzidas de cerca de 2 mm para 0,5 mm (Fig. 4-7). Quando a forragem foi finalmente removida do terreno, no dia 162, um subsequente e forte evento de precipitação aumentou a humidade do solo, e o índice de área foliar rapidamente atingiu 0,35. Isto levou a taxas de E da ordem dos 2 mm por dia. Mais tarde, depois do dia 213, os eventos de pastoreio reduziram o índice de área foliar para cerca de 0,1 e, principalmente devido a isso, as taxas de E voltaram a diminuir consideravelmente de cerca de 1,4 mm por dia para 0,7 mm por dia. Reduções significativas da taxa diária de E , devido à redução da transpiração por corte da folhagem, foram também observadas numa pastagem no Kansas, dominada por plantas C4 (Bremer et al., 2001). Esta ocorrência providenciou, uma vez mais, uma clara evidência que a espécie C4, *C. dactylon*, tem um papel relevante em controlar a evapotranspiração durante o Verão. No final do Verão, o novo aumento das taxas diárias de E esteve relacionado com as fortes chuvas que se registaram, as quais levaram, inclusive, à emergência das plantas anuais (C3).

Os padrões sazonais e anuais de E foram bem suportados pela variação da condutância da superfície (Fig. 4-7). Em condições de abundância de água no solo, g_s atingiu valores máximos e E prosseguiu a taxas próximas das potenciais. Contudo, g_s apresentou uma larga variação de dia para dia, variando normalmente de 200 a 600 mmol m⁻² s⁻¹. Esta variação reflectiu as medições em dias nublados ou limpos, e talvez as medições provenientes de áreas com diferentes humidades do solo (Baldocchi et al., 2004). Em contraste, quando o conteúdo de água no solo não foi adequado para sustentar E a taxas

potenciais, g_s diminuiu, mostrando uma variação menos pronunciada de dia para dia. Os valores mínimos de g_s (cerca de $10 \text{ mmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) foram medidos no final do Verão de ambos os anos hidrológicos. Porém, no Verão de 2006, g_s foi geralmente mais elevado do que no Verão transacto, devido a um conteúdo de água no solo e índice de área foliar superiores. Os valores médios de g_s , para os diferentes períodos de crescimento da vegetação de ambos os anos hidrológicos, estão apresentados na Tabela 4-4.

Na Fig. 4-8 mostram-se os valores acumulados da evapotranspiração e precipitação, para os dois anos hidrológicos. No ano seco (2004-2005), a evapotranspiração e a precipitação totais foram 316 e 364 mm, respectivamente. No ano normal (2005-2006), cifraram-se nos 481 e 752 mm, respectivamente. Na Tabela 4-4, mostram-se também os valores acumulados e as fracções (E/PPT) para os três principais períodos de crescimento da vegetação e respectivos anos hidrológicos. Um aspecto interessante que ressalta da análise da Tabela 4-4, é que a evapotranspiração total do período Seco foi cerca de 31 e 37% da evapotranspiração anual do primeiro e segundo anos hidrológicos, respectivamente.

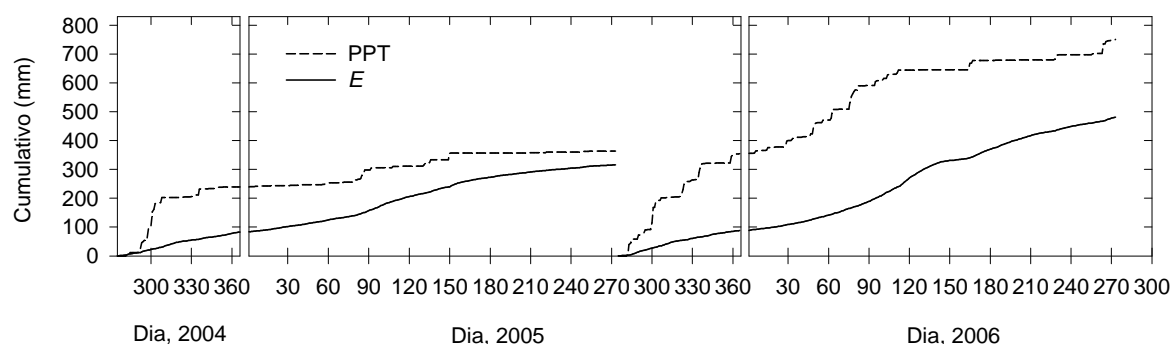


Fig. 4-8. Variação dos valores acumulados de precipitação (PPT) e evapotranspiração (E) para os anos hidrológicos 2004-2005 e 2005-2006.

O valor anual de E para o ano seco está próximo dos valores anuais reportados para uma pastagem anual mediterrânica na Califórnia (Baldocchi et al., 2004), mas superior aos valores anuais publicados para outras pastagens (Wever et al., 2002; Li et al., 2006). Valores anuais de E muito superiores, mesmo relativamente ao ano normal, foram reportados para prados nativos do clima de monções norte-americano (Burba e Verma, 2001; Burba e Verma, 2005).

Neste estudo encontrou-se uma larga diferença inter-anual nos balanços anuais de água (evapotranspiração - precipitação) (Fig. 4-8). Apesar dos balanços anuais de água terem sido negativos em ambos os anos, E foi 87% da precipitação no ano seco, e apenas 64% no ano normal (Tabela 4-4). Esta diferença pode talvez ser atribuída a menores perdas por escorrência superficial durante o ano seco. Além disso, no ano normal, o solo permaneceu com valores de humidade próximos da capacidade de campo durante um longo período (final de Outono e Inverno), o que pode talvez ter aumentado a infiltração de água no subsolo e sua percolação para o lençol friático (Law et al., 2002). Apesar dos balanços anuais de água negativos, no período de Crescimento do ano hidrológico 2004-2005 e nos períodos Secos de ambos os anos o balanço de água foi positivo. A maior fracção de E/PPT , 2,40, foi obtida no período Seco de 2005 (Tabela 4-4). No período Seco de 2006, a fracção de E/PPT foi substancialmente mais baixa (1.68), essencialmente devido ao grande *input* de água no solo no final desse período, a qual não foi praticamente evapotranspirada dentro do período. Excluindo esse período de chuva, a fracção de E/PPT torna-se similar àquela do período Seco de 2005.

Com base nestes resultados, pode-se sublinhar, uma vez mais, o papel da planta C4 de estação quente a partir do fim da senescência das plantas C3. Por exemplo, a diferença entre E e PPT no período Seco de 2005 foi de 57 mm (Tabela 4-4), o que significa que o solo perdeu uns 57 mm extra de água. O mesmo exercício para o período Seco de 2006 produz 72 mm, mas excluindo a chuva no final desse período que não foi evapotranspirada, resulta em 112 mm. Como anteriormente discutido, acredita-se que a evaporação de água deste solo seria muito baixa. Assim, pode-se especular que uma grande porção daquelas perdas extra de água (equivalentes a 18 e 23% do E total dos anos seco e normal, respectivamente) foi devida à extracção de água pelo sistema radicular profundo de *C. dactylon*. Mesmo considerando uma possível sobrestimação ou subestimação da evapotranspiração, da ordem do erro do fecho de energia (13%), a essência deste exercício não seria significativamente alterada.

4.3.3. Controlos biofísicos da condutância da superfície e evapotranspiração

4.3.3.1. Efeitos do conteúdo de água no solo

Para se determinar o conteúdo crítico de água no solo, a partir do qual a evapotranspiração é afectada, avaliou-se a relação entre o coeficiente de *Priestley-Taylor* ($\lambda E / \lambda E_{eq}$, ver ponto 3.7) e o conteúdo volumétrico de água no solo, usando uma metodologia similar àquela usada por Baldocchi et al. (2004) (ver Fig. 4-9).

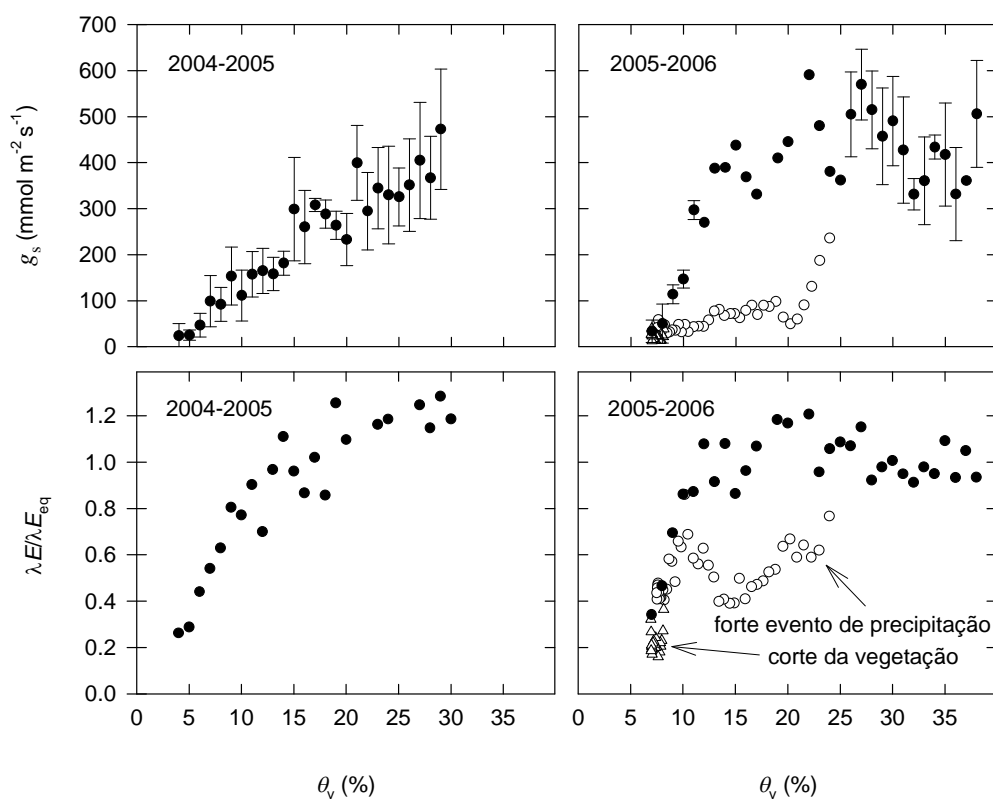


Fig. 4-9. Relação entre o conteúdo volumétrico de água no solo (θ_v), média dos 15 cm do topo do solo, e a condutância da superfície (g_s) e o coeficiente de Priestley-Taylor ($\lambda E / \lambda E_{eq}$) para os anos hidrológicos 2004-2005 e 2005-2006. Os círculos negros são médias dos valores diários de g_s ou $\lambda E / \lambda E_{eq}$ para classes de 1% de θ_v . As barras verticais representam o desvio padrão. Estão também apresentados os valores diários para o período posterior ao corte da vegetação (triângulos), onde a forragem foi deixada a cobrir parcialmente o terreno, e período posterior aos fortes eventos de precipitação no final da Primavera de 2006 (círculos brancos).

Em condições de abundância de água no solo, $\lambda E / \lambda E_{eq}$ variou de cerca de 0,9 para 1,2 (próximo da constante de *Priestley-Taylor*, 1,26), mas diminuiu substancialmente assim

que o conteúdo volumétrico de água nos 15 cm do topo do solo desceu abaixo dos 14 e 13% nos anos hidrológicos 2004-2005 e 2005-2006, respectivamente. A condutância da superfície apresentou também uma tendência similar (Fig. 4-9). Uma vez que os resultados foram idênticos em ambos os anos, assume-se, de um ponto de vista conservativo, um conteúdo crítico de água no solo de 14% para esta pastagem. Este valor crítico de θ_v , assemelha-se razoavelmente bem àquele (13%) reportado para uma pastagem anual (C3) mediterrânica na Califórnia (Baldocchi et al., 2004). Similarmente, Hunt et al. (2002) verificaram que as fracções evaporativas ($\lambda E/R_n$) de uma pastagem com algum contingente de plantas C4, na Nova Zelândia, diminuíram significativamente assim que a humidade do solo a 2 cm de profundidade desceu abaixo dos 12%. Contudo, enquanto Baldocchi et al. (2004) encontraram que os coeficientes $\lambda E/\lambda E_{eq}$ desceram rapidamente abaixo do valor crítico de θ_v , neste estudo verificou-se uma descida gradual, similar àquela observada na pastagem da Nova Zelândia. Isto sugere que, a actividade fisiológica da espécie C4 de estação quente, *C. dactylon*, pode ter atenuado a descida da evapotranspiração durante e depois da senescência das plantas anuais (C3).

As taxas de evapotranspiração relativamente elevadas que se verificaram no Verão, devido à presença de *C. dactylon*, explicam os valores relativamente elevados de $\lambda E/\lambda E_{eq}$ para os conteúdos de água no solo mais baixos. Em contraste, Baldocchi et al. (2004) encontraram valores de $\lambda E/\lambda E_{eq}$ muito próximos de zero durante o Verão, na pastagem mediterrânica com ausência de espécies de estação quente.

No ano hidrológico 2005-2006, os valores mais baixos de $\lambda E/\lambda E_{eq}$ e g_s foram medidos após o corte da forragem, quando esta foi deixada no terreno a cobrir parcialmente a superfície (Fig. 4-9), limitando a evapotranspiração. O período posterior aos fortes eventos de precipitação, que ocorreram no final da Primavera de 2006, está também apresentado na Fig. 4-9. De um modo geral, $\lambda E/\lambda E_{eq}$ e g_s diminuíram com a descida gradual do conteúdo de água no solo, após a chuva. Contudo, os valores de $\lambda E/\lambda E_{eq}$ e g_s permaneceram substancialmente mais baixos do que aqueles verificados para as mesmas humidades do solo, em períodos onde a evapotranspiração de equilíbrio (λE_{eq}) era consideravelmente mais baixa (Outono/Inverno). Não obstante, os valores de $\lambda E/\lambda E_{eq}$

voltaram a subir assim que o conteúdo volumétrico de água no solo se aproximou de 13%. Isto foi o resultado de um longo período nublado, o qual levou à redução de λE_{eq} sem alterar significativamente o λE .

4.3.3.2. Efeitos do desenvolvimento da vegetação

Vários estudos têm demonstrado que a condutância da superfície e/ou evapotranspiração é dependente do desenvolvimento da vegetação (Kelliher et al., 1993; Rosset et al., 1997; Saigusa et al., 1998; Burba e Verma, 2005; Li et al., 2006). No presente estudo, encontrou-se uma forte relação linear entre a fracção evaporativa ($\lambda E / R_n$) e o índice de área foliar (IAF), em condições de abundância de água no solo e vegetação densa (IAF > 1) (Fig. 4-10). As alterações do índice de área foliar explicaram 73% da variação encontrada em $\lambda E / R_n$. A importância do índice de área foliar em controlar as fracções evaporativas, em condições de abundância de água no solo, foi também bem patente ($r^2 = 0,58$) num prado nativo em Oklahoma (Burba e Verma, 2005).

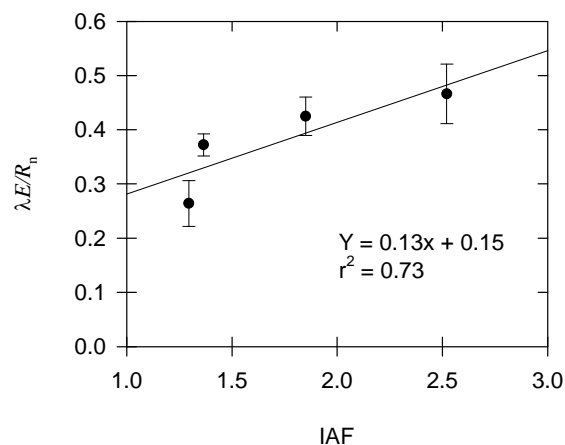


Fig. 4-10. Relação entre a fracção evaporativa ($\lambda E / R_n$) e o índice de área foliar (IAF) para o ano hidrológico 2005-2006, quando a vegetação estava densa (IAF > 1). Os dados representam médias de 5 dias em volta de cada dia de medição do IAF. As barras verticais representam o desvio padrão.

Para valores de índice de área foliar inferiores a 1 (altura da vegetação inferior a 3 cm) e com água abundante no solo, as fracções evaporativas foram relativamente elevadas (não mostrado). Isto pode talvez ser explicado por uma larga contribuição da evaporação de

água do solo para a evapotranspiração total, e a presença de um coberto vegetal com uma grande proporção de folhas jovens com baixa resistência estomática (Rosset et al., 1997).

No presente estudo, não se conseguiu observar uma clara influência das alterações do índice de área foliar na condutância da superfície devido a uma larga variação de dia para dia. De facto, este foi também o problema encontrado noutro estudo realizado numa pastagem mediterrânica (Baldocchi et al., 2004).

4.3.3.3. Efeitos do défice de pressão de vapor do ar

A influência do défice de pressão de vapor do ar (D) na condutância da superfície, para ambos os anos hidrológicos, está representada na Fig. 4-11. Numa primeira análise, torna-se evidente que o aumento do défice de pressão de vapor do ar limitou a condutância da superfície. Contudo, a sensibilidade desta resposta foi largamente influenciada pelo conteúdo de água no solo. Uma cuidada análise mostra que para valores de $D < 0,5$ kPa não houve um efeito claro de D sobre a condutância da superfície, devido à larga variação desta, de dia para dia, em condições de abundância de água no solo. Daqui se poderá depreender que, neste tipo de ecossistemas, o défice de pressão de vapor do ar tem um papel superior em controlar a condutância da superfície quando o conteúdo de água no solo é baixo.

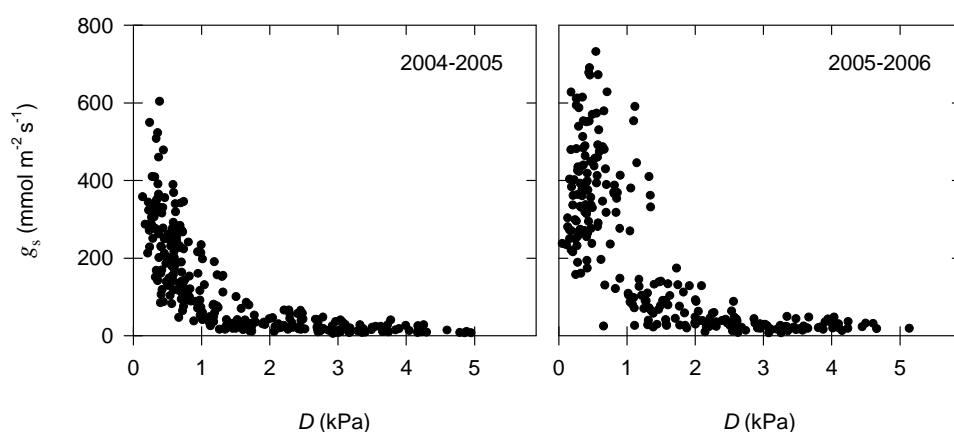


Fig. 4-11. Relação entre os valores diários (média dos valores diurnos) da condutância da superfície (g_s) e a média dos valores diurnos do défice de pressão de vapor do ar (D) para os anos hidrológicos 2004-2005 e 2005-2006. Dias com precipitação foram excluídos da análise.

Para se esclarecer esta suposição, avaliou-se a relação entre a condutância da superfície e o déficit da pressão de vapor em períodos curtos, nos quais o conteúdo de água no solo era limitante e se manteve praticamente invariável (Fig. 4-12).

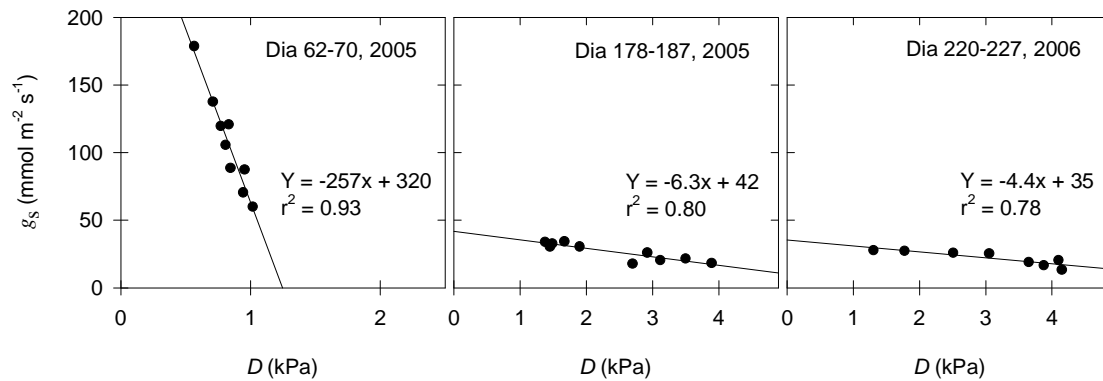


Fig. 4-12. Relação entre os valores diários (média dos valores diurnos) da condutância da superfície (g_s) e a média dos valores diurnos do déficit de pressão de vapor do ar (D), para períodos curtos (8-10 dias) com déficit de água no solo, mas em que o conteúdo volumétrico de água no solo foi praticamente constante. Mostram-se exemplos do período de seca severa do Inverno de 2005 (Dia 62-70), do Verão de 2005 (Dia 178-187) e do Verão de 2006 (Dia 220-227).

Para todos os casos, verificou-se que mais de 78% da variação da condutância da superfície pode ser explicada pelas alterações do déficit de pressão de vapor do ar. Considerando as consequências da seca do período de Verão, David et al. (2004) também encontraram uma forte relação linear entre a resistência do copado e o déficit de pressão de vapor numa azinheira da zona de montado Alentejano, perto de Évora.

Para se quantificar a importância relativa de D em controlar a evapotranspiração numa base diária e sazonal, determinou-se o coeficiente de desacoplamento (Ω) (Jarvis e Mcnaughton, 1986), usando a Eq. 3-27. Este coeficiente varia entre 0 e 1; quando Ω se aproxima de zero, o ecossistema e a atmosfera estão aerodinamicamente acoplados e a evapotranspiração prossegue a taxas impostas por D e g_s ; quando Ω se aproxima de 1, o ecossistema e a atmosfera estão aerodinamicamente desacoplados e a evapotranspiração é controlada pela energia disponível à superfície ($R_n - G$). Numa base sazonal, os valores diários de Ω variaram de um máximo de cerca de 0,7, com abundância de água no solo, para mínimos de 0,05 e 0,1 no Verão de 2005 e 2006, respectivamente (Fig. 4-13). Estes valores baixos de Ω indicam um forte controlo da evapotranspiração por D e g_s .

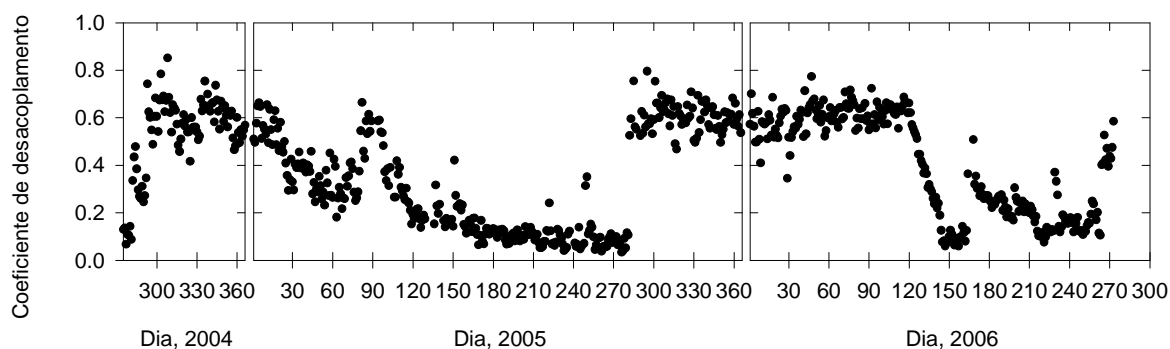


Fig. 4-13. Variação sazonal dos valores diários (média dos valores diurnos) do coeficiente de desacoplamento durante todo o período de estudo.

Pelo contrário, nos períodos húmidos, a energia disponível à superfície foi o principal controlador da evapotranspiração, mas D teve ainda um papel razoavelmente elevado. Em concordância com estes resultados, Valentini et al. (1995) reportaram que o Ω de uma pastagem anual mediterrânica variou de 0,8, no início da estação de crescimento da vegetação com abundância de água no solo, para 0,1 quando o conteúdo de água no solo era limitante.

Os padrões diurnos de Ω e g_s apresentaram uma variação sazonal e inter-anual distinta (Fig. 4-14). Para examinar essas diferenças, seleccionaram-se dias típicos, limpos ou quase limpos, de períodos com vegetação curta e evapotranspiração baixa (dia 30, 2005 e 38, 2006), de períodos próximos do pico do índice de área foliar e evapotranspiração (dia 97, 2005 e 103, 2006) e de períodos de Verão (dia 213, 2005 e 212, 2006), onde a única planta presente era a *C. dactylon*.

De um modo geral, o padrão diurno de Ω e g_s foi similar. Em 2006, Ω permaneceu razoavelmente constante durante o período diurno dos dias 38 e 103, indicando disponibilidade de água no solo. Em contraste, nos dias 30 e 97 de 2005, Ω diminuiu ao longo do dia, revelando um controlo crescente da evapotranspiração por parte de D e g_s . Isto sugere que, em condições de défice de água no solo, as plantas diminuem a condutância estomática durante a tarde, em resposta a temperaturas do ar e D mais elevados. Esta reacção estomática, que evita perdas excessivas de água por parte das

plantas, tem sido reportada em vários estudos (e.g. Loustau et al., 1996; Verhoef et al., 1996).

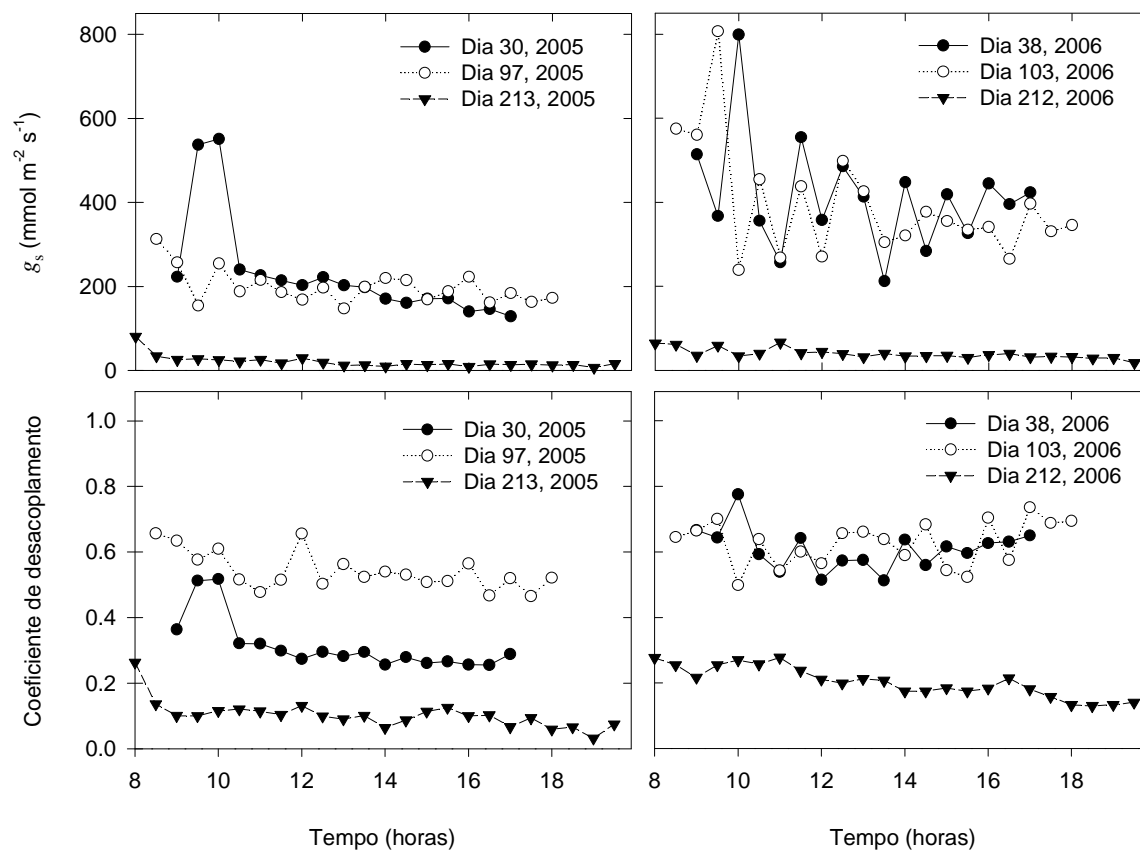


Fig. 4-14. Variação sazonal e inter-anual do perfil diurno da condutância da superfície (g_s) e coeficiente de desacoplamento. A figura mostra dias limpos ou quase limpos para períodos com vegetação curta e evapotranspiração baixa (Dia 30, 2005 e Dia 38, 2006), períodos próximos do pico máximo de IAF e evapotranspiração (Dia 97, 2005 e Dia 103, 2006) e períodos de Verão, onde apenas a espécie C4 de estação quente esteve presente (Dia 213, 2005 e Dia 212, 2006).

No dia 97 de 2005, o Ω foi relativamente elevado devido a um conteúdo de água no solo talvez ainda não muito limitante para as plantas, que resultou da chuva tardia no final do Inverno, após o longo período de seca. Contudo, nos dias subsequentes o Ω foi substancialmente mais baixo, apresentando uma tendência decrescente mais pronunciada ao longo do dia. Os picos de Ω e g_s , que se verificaram nas primeiras horas de alguns dias, sugerem a evaporação do orvalho (Gu et al., 2005). Nos períodos de Verão (dia 213, 2005 e dia 212, 2006) a tendência de decrescimento do Ω com o progredir do dia foi também patente. Esta tendência tem sido observada em muitas outras pastagens (e.g. Wever et al., 2002; Gu et al., 2005).

4.4. Variação sazonal e inter-anual da transferência de dióxido de carbono

4.4.1. Variação sazonal e inter-anual do NEE, GPP e R_{eco}

A variação sazonal dos valores diários da transferência líquida de carbono entre o ecossistema e a atmosfera (NEE), da produtividade primária bruta (GPP) e da respiração do ecossistema (R_{eco}) durante todo o período de estudo, está ilustrada na Fig. 4-15. A evolução sazonal dos valores acumulados de NEE, GPP e R_{eco} , para ambos os anos hidrológicos, está também representada na figura.

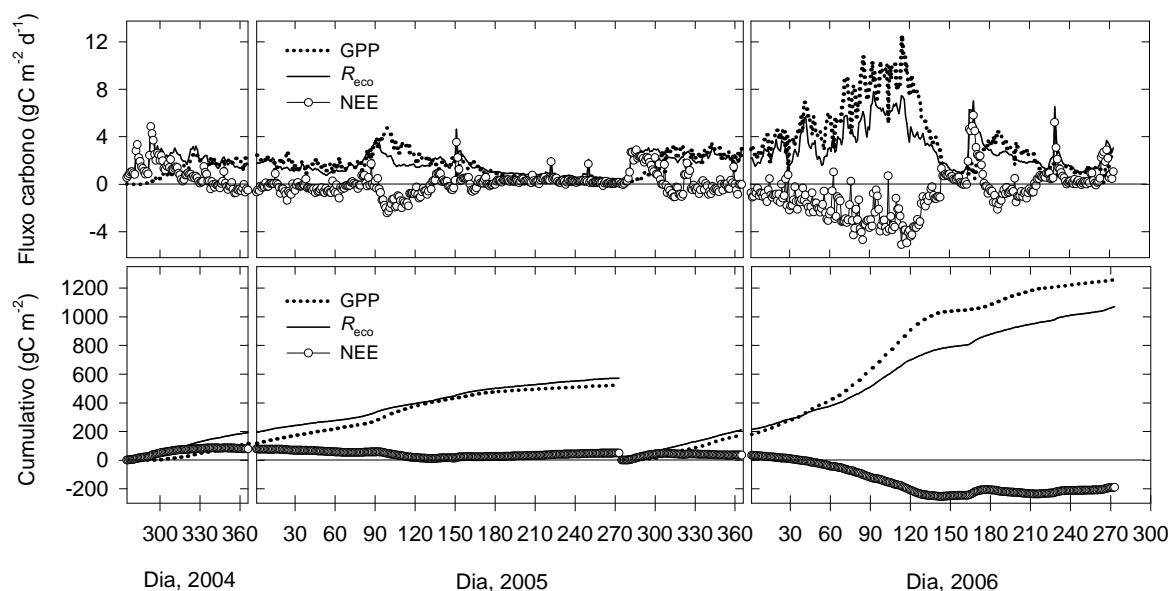


Fig. 4-15. Variação sazonal dos valores diários da transferência líquida de carbono entre o ecossistema e a atmosfera (NEE), produtividade primária bruta (GPP) e respiração do ecossistema (R_{eco}) durante todo o período de estudo. A figura mostra também a variação dos valores acumulados de NEE, GPP e R_{eco} para os anos hidrológicos 2004-2005 e 2005-2006.

Com as primeiras chuvas no início do Outono, as sementes da comunidade de plantas C3 germinaram e o GPP cresceu rapidamente. O ecossistema tornou-se num sumidouro diário de carbono (NEE negativo) no Outono, mas cerca de 30 dias mais cedo no Outono de 2005 do que no Outono de 2004. Esta ocorrência pode talvez atribuir-se ao facto das plantas C3 terem germinado cerca de 10 dias mais cedo no Outono de 2005 do que no Outono de 2004, levando por isso a um índice de área foliar (IAF) possivelmente superior no Outono de 2005 (lembra-se que o IAF não foi medido no Outono de 2004). Pode-se especular

também que o pastoreio não deveria ter contribuído de uma forma significativa para esta diferença inter-anual, visto o seu regime ter sido idêntico no Outono de ambos os anos. Contudo, apesar do NEE diário ter sido muitas vezes negativo durante o meio e final do Outono, os seus valores foram próximos de zero.

No Inverno de 2005 o ecossistema foi afectado por uma seca severa que assolou toda a região Alentejana e também, de um modo geral, todo o Portugal continental. A severidade da seca fez-se sentir essencialmente no final do Inverno, quando o conteúdo médio de água nos 15 cm do topo do solo desceu abaixo dos 10%. Como consequência, o índice de área foliar foi muito baixo, o GPP e R_{eco} também se mantiveram baixos, e os NEE diários foram próximos de zero. Pelo contrário, no Inverno de 2006, ambos o GPP e o R_{eco} aumentaram gradualmente ao longo dos dias, mas a crescente dominância do GPP sobre o R_{eco} levou o ecossistema a ganhar cada vez mais carbono. Em 2005, a chuva tardia no final do Inverno e início da Primavera propiciou um rápido desenvolvimento da vegetação, mas uma seca subsequente impediu que a vegetação alcançasse um IAF tão elevado quanto o observado na Primavera de 2006. Portanto, a captura de carbono foi limitada e o NEE máximo diário ($-2,4 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) foi apenas cerca de metade daquele medido na Primavera de 2006 ($-5,1 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$).

Os valores máximos diários de GPP e R_{eco} foram 4,8 e 4,9 g C m^{-2} por dia, respectivamente, para o primeiro ano hidrológico, e 12,6 e 7,8 g C m^{-2} por dia, para o segundo. Estes valores foram também observados no início da Primavera, excepto o R_{eco} do primeiro ano hidrológico, onde o máximo diário foi obtido durante as primeiras chuvas no Outono. Relativamente ao ano seco (2004-2005), o valor máximo diário de NEE situa-se dentro de um intervalo de valores publicados para pastagens ou prados semiáridos, ou anos secos com índices de área foliar similares (Verhoef et al., 1996; Flanagan et al., 2002; Hunt et al., 2002; Hunt et al., 2004; Novick et al., 2004; Li et al., 2005). No ano normal (2005-2006), os valores máximos diários de NEE, GPP e R_{eco} foram similares aos valores ($-4,8$, $10,1$, e $6,5 \text{ g C m}^{-2}$ por dia) reportados para uma pastagem anual mediterrânica na Califórnia (Xu e Baldocchi, 2004), também com um índice de área foliar similar.

Em ambos os anos hidrológicos, o fim da senescência das plantas C3 ocorreu por volta do dia 132 (12 de Maio). Em 2005, o GPP variou de cerca de 2 g C m^{-2} por dia, logo após a senescência das espécies C3, para cerca de $0,3 \text{ g C m}^{-2}$ por dia, no final do Verão, seguindo

a diminuição do conteúdo de água no solo e o IAF da espécie C4 de estação quente. O GPP foi, contudo, consistentemente inferior ao R_{eco} , e devido a isso o NEE foi ligeiramente positivo, tal como observado numa pastagem mediterrânica com ausência de plantas durante o Verão (Xu e Baldocchi, 2004). Isto mostrou que, com um índice de área foliar baixo (por volta de 0,1), o carbono fixado pela espécie C4 de estação quente não conseguiu compensar as perdas de carbono via respiração autotrófica e heterotrófica. Devido ao facto da camada superior do solo estar extremamente seca, a respiração heterotrófica pode talvez ter sido originada nas camadas mais profundas do solo (ver Rovira e Vallejo, 1997; Casals et al., 2000; Fierer et al., 2005).

Em 2006, o período posterior à senescência das plantas C3 ofereceu uma oportunidade única de se entender como a variabilidade do conteúdo de água no solo e as diferentes práticas de gestão do ecossistema influenciam a direcção e a magnitude da transferência líquida de carbono entre a pastagem e a atmosfera. O corte da forragem, no dia 144, converteu bruscamente o ecossistema de sumidouro de carbono (NEE da ordem de 1 g C m^{-2} por dia) em fonte de carbono para a atmosfera (NEE da ordem de $0,7 \text{ g C m}^{-2}$ por dia). O mesmo foi observado, por exemplo, numa pastagem temperada na Carolina do norte depois do corte da forragem (Novick et al., 2004).

Contudo, no presente estudo, a forragem foi deixada no terreno, cobrindo parcialmente a superfície de solo e plantas até ao dia 162. Imediatamente a seguir, fortes eventos de precipitação aumentaram o conteúdo de água no solo e uma grande quantidade de dióxido de carbono foi prontamente libertada pelo ecossistema. O índice de área foliar da planta C4 aumentou rapidamente e poucos dias mais tarde o ecossistema foi de novo convertido em sumidouro de carbono. Esta aparenta ser a resposta normal de um ecossistema com défice de água, quando um evento de precipitação é suficientemente forte para manter água no solo a um nível capaz de ser absorvida pelas raízes, estimulando assim o crescimento das plantas (Huxman et al., 2004). Nesse período, o NEE máximo diário ($-2,1 \text{ g C m}^{-2}$ por dia) foi medido no dia 186, quando o índice de área foliar atingiu o máximo de 0,35. A quantidade total de carbono que foi perdida imediatamente a seguir a esses eventos de precipitação, foi praticamente recuperada pelo ecossistema até ao dia 213. Contudo, a partir desse dia uma série de eventos de pastagem reduziram gradualmente o índice de área

foliar e, devido principalmente a isso, o ecossistema foi de novo convertido em fonte de carbono para a atmosfera.

Os eventos isolados de precipitação quando o solo está seco podem causar perdas importantes de carbono para a atmosfera (Hunt et al., 2004; Pereira et al., 2004; Xu e Baldocchi, 2004; Xu et al., 2004; Jarvis et al., 2007). Por exemplo, os fortes eventos de precipitação no Verão de 2006 promoveram acentuados e repentinos picos de NEE (por volta de 6 g C m^{-2} por dia). Este efeito, chamado de “efeito de *Birch*” (Jarvis et al., 2007), ocorreu porque a respiração microbológica é rapidamente estimulada depois de um súbito aumento do conteúdo de água no solo (Birch, 1958; Wu e Brookes, 2005), com a consequente mineralização da matéria orgânica e liberação de nutrientes. Enquanto os eventos de precipitação fortes podem levar a uma posterior recuperação de carbono devido a um novo crescimento das plantas, pequenos eventos (1-2 mm), tal como os observados no Verão de 2005, os quais resultaram em perdas de carbono significativas (NEE da ordem de 2 g C m^{-2} por dia), podem representar apenas uma perda de carbono pois essa quantidade de precipitação não é suficiente para estimular o desenvolvimento das plantas.

Para se entender melhor as diferenças sazonais e inter-anuais de NEE, GPP e R_{eco} , dividiu-se cada ano hidrológico em três períodos de crescimento principais (Tabela 4-6). “Pré-crescimento” foi definido como o período entre 1 de Outubro e 31 de Dezembro, quando a comunidade de plantas anuais germinou, começou a crescer, mas manteve-se baixa e pouco densa. O período de “Crescimento”, quando foi observado o crescimento máximo das plantas, ocorreu entre 1 de Janeiro e o fim da senescência da comunidade de plantas C3 (12 de Maio, dia 132, em ambos os anos hidrológicos). O restante período, até 30 de Setembro, quando a única planta presente foi a espécie C4, *C. dactylon*, foi definido como “Seco”.

Uma análise cuidada da Tabela 4-6 mostra que o GPP se encontra positivamente correlacionado com a quantidade total de precipitação, entre os mesmos períodos de crescimento e anos hidrológicos. As reduções do GPP foram acompanhadas por reduções do R_{eco} , o que é consistente, por exemplo, com uma série de observações durante a onda de calor que assolou a Europa em 2003 (Ciais et al., 2005). O mesmo foi encontrado por Reichstein et al. (2007), depois de analisarem o conjunto de dados de numerosos ecossistemas Europeus. Porém, quando comparados os anos, a falta de precipitação durante

o ano hidrológico 2004-2005 teve um impacto superior sobre o GPP do que sobre o R_{eco} . Portanto, enquanto no ano normal (2005-2006) o ecossistema foi um sumidouro de carbono (-190 g C m^{-2}), no ano seco (2004-2005) o ecossistema perdeu carbono para a atmosfera (49 g C m^{-2}).

Tabela 4-6. Relação entre a precipitação (PPT), a média do conteúdo volumétrico de água nos 15 cm do topo do solo (θ_v), a produtividade primária bruta (GPP), a respiração do ecossistema (R_{eco}) e a transferência líquida de carbono entre o ecossistema e atmosfera (NEE) para os diferentes períodos de crescimento dos anos hidrológicos 2004-2005 e 2005-2006

Ano	2004	2005	2005	2005	2006	2006		
Período	Pré-crescimento	Crescimento	Seco	Pré-crescimento	Crescimento	Seco	ano h. 04-05	ano h. 05-06
PPT (mm)	239,4	83,2	41,0	355,2	290,2	105,8	363,6	751,2
θ_v (%)	24,1	10,8	5,3	26,0	31,1	10,1	10,9	21,8
GPP (g C m^{-2})	115	289	120	177	815	269	524	1261
R_{eco} (g C m^{-2})	193	221	159	212	536	323	573	1071
NEE (g C m^{-2})	78	-68	39	35	-279	54	49	-190

Estes resultados suportam bem o conceito estabelecido de que, dependendo das condições climáticas, as pastagens ou prados podem funcionar, quer como sumidouros, quer como fontes de carbono para a atmosfera. Por exemplo, num estudo de síntese, que englobou 20 ecossistemas Europeus (pastagens/prados), um dos quais o Tojal, cobrindo diferentes condições climáticas e práticas de gestão, 15 em 19 ecossistemas capturaram carbono, com o NEE anual a variar de -6 a -653 g C m^{-2} (Gilmanov et al., 2007). O défice de água no solo foi um dos principais causadores da perda de carbono para a atmosfera, com o NEE anual a variar de 26 a 171 g C m^{-2} .

Dos estudos depreende-se que, de um modo geral, em anos favoráveis e independentemente das práticas de gestão dos ecossistemas, as pastagens ou prados Europeus têm potencial para capturar carbono, tal como verificado no ano hidrológico 2005-2006. Contudo, uma forte preocupação acresce quanto se prevê um aumento das temperaturas médias e secas cada vez mais frequentes e prolongadas (Miranda et al., 2002). Se as secas têm, por si só, já um forte impacto ecológico e socio-económico negativo; o facto de poderem ser, talvez, a principal causa da libertação de carbono dos ecossistemas para a atmosfera, poderá constituí-las num elemento potenciador das alterações climáticas. Esta foi, também, uma preocupação que ficou bem patente num estudo recente, onde se especulou que o aumento da frequência dos eventos de seca

extrema na Europa pode talvez contrariar o esperado aumento da produtividade dos ecossistemas com a temperatura, revertendo os sumidouros em fontes de carbono (Ciais et al., 2005).

Para estes dois anos experimentais, a quantidade total de precipitação foi o factor principal em determinar a variação inter-anual do NEE, tal como em estudos anteriores (Meyers, 2001; Flanagan et al., 2002; Suyker et al., 2003). Em contraste, Xu e Baldocchi (2004) verificaram que o *timing* dos eventos de precipitação teve um impacto superior no NEE de uma pastagem anual mediterrânica, por influenciar quer o comprimento da estação de crescimento da vegetação, quer o R_{eco} . Contudo, Xu e Baldocchi (2004) observaram dois anos (2000-2001 e 2001-2002) com quantidades similares de precipitação e sem défice de água no solo, durante as estações de crescimento da vegetação. Assim, dado que a pastagem do Tojal é similar a esse ecossistema, pode-se talvez esperar que o *timing* dos eventos de precipitação seja o melhor descritor da variação inter-anual do NEE, em anos com quantidades similares de precipitação.

Nos períodos Secos de ambos os anos hidrológicos, o ecossistema comportou-se como fonte de carbono para a atmosfera (Tabela 4-6), ainda que contudo o carbono fixado pela planta C4 de estação quente tenha sido cerca de 23 e 21% do GPP total do primeiro e segundo anos hidrológicos, respectivamente. Contudo, como discutido anteriormente, a presença desta planta C4 teve um papel importante quando fortes eventos de precipitação no final da Primavera de 2006 levaram ao seu crescimento e, devido a isso, o ecossistema foi convertido temporariamente em sumidouro de carbono. Essa captura de carbono compensou quase na sua totalidade o carbono que tinha sido libertado imediatamente a seguir a esses eventos de precipitação, causando um efeito positivo no NEE anual. Outro efeito positivo da presença desta planta C4 no NEE anual foi evidente imediatamente a seguir à senescência das plantas C3, em 2006, quando a planta C4 foi capaz de manter o NEE por volta de -1 g C m^{-2} por dia, durante 12 dias. Contudo, após esses 12 dias, o corte da forragem não permitiu examinar durante quanto tempo o ecossistema poderia continuar como sumidouro de carbono.

4.4.2. Variação sazonal e inter-anual das eficiências do uso da água e radiação

O estudo das eficiências do uso da água (EUA_{GPP}) e radiação fotossinteticamente activa incidente (EUR_{GPP}) permite entender como a variação sazonal e inter-anual da climatologia e da estrutura e estado fisiológico da vegetação influencia a capacidade do ecossistema em usar a água e a radiação, respectivamente. A Fig. 4-16 ilustra a variação sazonal de ambos o EUA_{GPP} e o EUR_{GPP} , durante todo o período de estudo. Como os valores diários de EUA_{GPP} e EUR_{GPP} apresentaram uma larga variação de dia para dia, optou-se por calcular médias destes parâmetros para 5 dias consecutivos (ver ponto 3.7). Médias de 5 a 7 dias são usuais neste tipo de análises, pois permitem examinar, de uma forma eficiente, as variações mais importantes associadas aos factores climatológicos e ao dinamismo da vegetação destas pastagens.

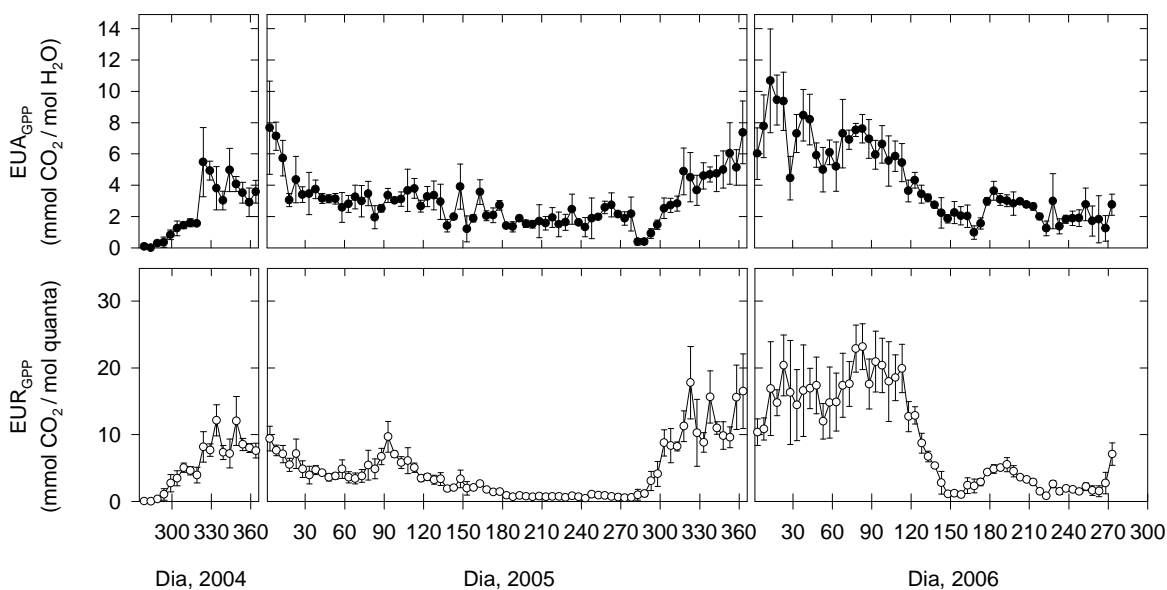


Fig. 4-16. Variação sazonal da eficiência do uso da água (EUA_{GPP}) e eficiência do uso da radiação fotossinteticamente activa incidente (EUR_{GPP}) durante todo o período de estudo. Os dados representam médias de cinco dias. As barras verticais representam o desvio padrão.

Os valores máximos de EUA_{GPP} foram atingidos no início do Inverno em ambos os anos hidrológicos; nomeadamente cerca de 8 e 11 mmol mol^{-1} no primeiro e segundo anos hidrológicos, respectivamente. Estes máximos foram observados em períodos com nebulosidade, sugerindo que a radiação fotossintética difusa tem um papel importante em

manter o GPP. Para atingir estes valores máximos contribuiu também a baixa evapotranspiração potencial em dias nublados, a qual é, por si só, já bastante baixa durante os períodos de Inverno. Em direcção ao final do Verão, verificou-se uma redução dos valores de EUA_{GPP} para cerca de 2 mmol mol^{-1} , em ambos os anos hidrológicos. Reduções do EUA_{GPP} , como consequência da seca, foram previamente reportadas para três ecossistemas mediterrânicos, dois florestais (azinheira) e um mato (Reichstein et al., 2002b). Estes autores discutem que os elevados défices de pressão de vapor do ar no Verão são a causa desta redução, pois nessas condições um estoma aberto implica uma elevada perda de água. Durante o pico de crescimento da vegetação do primeiro ano hidrológico, o EUA_{GPP} foi apenas cerca de metade (4 mmol mol^{-1}) dos valores medidos no segundo ano. Nesse período, o índice de área foliar foi baixo devido à seca. Nessas condições, a fotorrespiração das plantas C3, que tende a reduzir o GPP, em combinação com uma larga proporção de evaporação de água do solo, pode talvez explicar este resultado. Em termos de comparação, pode-se citar um estudo realizado numa pastagem temperada no Canadá, durante três anos com condições climatológicas contrastantes (Wever et al., 2002); nesse estudo foram observados valores médios de EUA_{GPP} mais baixos durante o pico de crescimento da vegetação, variando entre 2,52 e 3,13 mmol mol^{-1} ao longo do triénio.

No presente estudo, a eficiência do uso da radiação fotossintética incidente diferiu marcadamente entre os anos hidrológicos. Previamente foi mostrado que durante o primeiro ano hidrológico, desta pastagem do Tojal, o valor máximo de EUR_{GPP} ($10,9 \text{ mmol mol}^{-1}$, média semanal) foi similar aos valores observados em algumas pastagens semiáridas europeias (Gilmanov et al., 2007), com conteúdo de água no solo e índice de área foliar baixos. No presente estudo, o valor máximo, obtido a partir de médias de cinco dias, não foi significativamente diferente. Para o segundo ano hidrológico, o valor máximo de EUR_{GPP} , medido por volta do pico de crescimento da vegetação, foi substancialmente superior (23 mmol mol^{-1}), aproximando-se dos valores para pastagens e prados das zonas temperadas. No pico de crescimento do primeiro ano hidrológico, o valor máximo de EUR_{GPP} foi cerca de metade do valor do segundo ano, devido a um índice de área foliar inferior, logo menor aproveitamento da radiação fotossintética incidente. Os valores mais baixos de EUR_{GPP} , especificamente 0,5 e 0,8 mmol mol^{-1} , foram registados durante o Verão do primeiro e segundo anos hidrológicos, respectivamente.

4.4.3. Controlos biofísicos do NEE, GPP e R_{eco}

4.4.3.1. Resposta do NEE à radiação fotossintética

Para se avaliar a resposta do NEE diurno à variação da radiação fotossintética incidente (PPFD), apresentam-se na Fig. 4-17 curvas de resposta à radiação fotossintética, para períodos curtos dos principais estágios de crescimento da vegetação dos dois anos hidrológicos. Os principais factores biofísicos e os parâmetros de regressão das curvas ajustadas aos dados experimentais, para os períodos seleccionados, são apresentados na Tabela 4-7. Para alguns períodos, descritos na Fig. 4-17, não se encontrou saturação dos valores de NEE quando a radiação fotossintética tendeu para infinito. Portanto, nestes casos, a equação de Michaelis-Menten, Eq. 3-28, não pode ser aplicada e então ajustou-se aos dados experimentais uma curva baseada na função polinomial quadrática.

De um modo geral, mais de 90% da variação do NEE foi explicada pelas alterações de radiação fotossintética incidente (Tabela 4-7), o que é consistente com os resultados reportados para uma pastagem anual mediterrânica na Califórnia (Xu e Baldocchi, 2004). Os valores máximos de NEE_{max} foram $-12,16$ e $-31,00 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ no primeiro e segundo anos hidrológicos, respectivamente, tendo sido observados durante o período de índice de área foliar máximo (dia 96-106). O conteúdo de água no solo e o índice de área foliar foram os factores determinantes desta variação inter-anual.

Uma larga variação inter-anual foi também observada por Flanagan *et al.* (2002) numa pastagem temperada, durante três anos com precipitação e índice de área foliar contrastantes. Em termos de comparação, o valor máximo de NEE_{max} do ano seco (2004-2005) foi similar ao valor ($-9,60 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) publicado para uma estepe semiárida na Mongólia (Li *et al.*, 2005). Para o ano hidrológico normal (2005-2006), o valor máximo de NEE_{max} foi ligeiramente inferior ao valor estimado ($-40,2 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) para a pastagem anual mediterrânica na Califórnia (Xu e Baldocchi, 2004). Os valores máximos de α também diferiram entre ambos os anos hidrológicos. Enquanto no ano seco o valor máximo foi $-0,024$, no ano normal foi muito superior ($-0,040$).

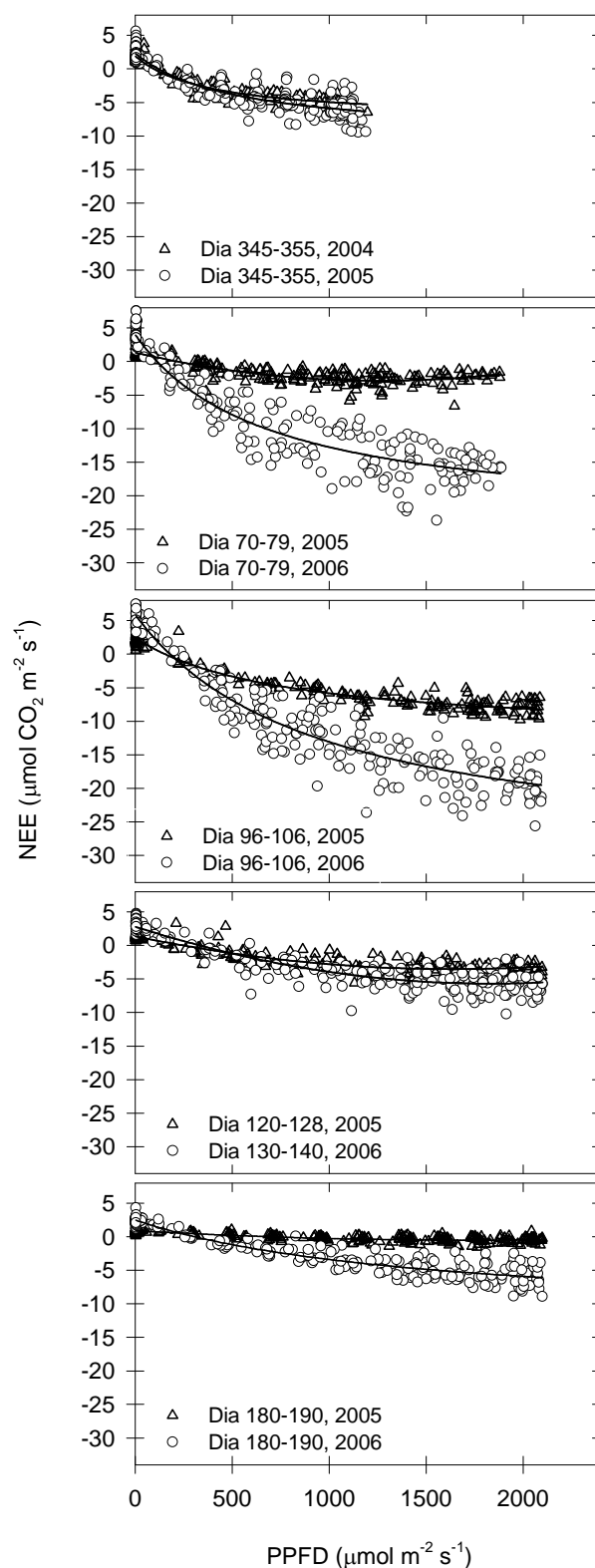


Fig. 4-17. Variação sazonal e inter-anual das curvas de resposta à radiação fotossintética (PPFD). A figura mostra diferentes períodos de crescimento dos anos hidrológicos 2004-2005 e 2005-2006. As curvas foram ajustadas usando a Eq. 3-28, excepto para os seguintes períodos, onde foi usada a função polinomial quadrática: Dia 70-79, 2005; Dia 120-128, 2005; Dia 180-190, 2005 and Dia 130-140, 2006. Os coeficientes de regressão são apresentados na Tabela 4-7.

No pico de crescimento (dias 96-106), o valor de α do ano normal foi praticamente o dobro do valor estimado no ano seco, suportando bem os resultados anteriores da eficiência do uso da radiação fotossintética incidente. Apesar do valor máximo de α do ano normal ter sido substancialmente superior ao valor reportado por Xu e Baldocchi (2004), ele esteve dentro do intervalo de valores para pastagens ou prados C3 e C4 (Ruimy et al., 1995).

Tabela 4-7. Índice de área foliar (IAF), média do conteúdo volumétrico de água nos 15 cm do topo do solo (θ_v), temperatura média do ar e coeficientes de regressão, descritos na Eq. 3-28, para os períodos seleccionados na Fig. 4-17

Period	IAF	θ_v (%)	T (°C)	α	NEE _{max} ($\mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$)	R _{eco} ($\mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$)	r^2
Dia 345-355, 2004	<1	23,6	9,1	-0,025	-7,52	1,92	0,95
Dia 345-355, 2005	~1	30,9	4,9	-0,024	-10,08	2,32	0,90
Dia 70-79, 2005	<1	7,8	13,6	—	—	—	—
Dia 70-79, 2006	~1,8	34,5	11,0	-0,040	-24,16	3,99	0,92
Dia 96-106, 2005	<1	8,7	12,5	-0,018	-12,16	2,42	0,95
Dia 96-106, 2006	~2,5	29,2	12,1	-0,039	-31,00	5,85	0,92
Dia 120-128, 2005	~0,3	5,7	17,2	—	—	—	—
Dia 130-140, 2006	~0,5	9,1	17,8	—	—	—	—
Dia 180-190, 2005	~0,1	5,1	23,2	—	—	—	—
Dia 180-190, 2006	~0,35	13,4	20,6	-0,001	-12,17	2,50	0,95

No final do Inverno de 2005 (dias 70-79), com défice de água no solo, observou-se uma depressão do NEE para os níveis mais elevados de radiação fotossintética incidente. Esta depressão tem sido largamente observada em estepes semiáridas (Li et al., 2005; Fu et al., 2006) e dois efeitos podem talvez concorrer para a explicar. Primeiro, uma redução da fotossíntese devido ao fecho dos estomas durante o meio-dia em resposta aos valores elevados de radiação, temperatura e défice de pressão de vapor do ar, quando o potencial hídrico das folhas é baixo (Jarvis e Morrison, 1981; Schulze e Hall, 1982). Segundo, um aumento da respiração do ecossistema a temperaturas mais elevadas (Xu e Baldocchi, 2004).

No Verão de 2006 (dias 180-190) observou-se um valor relativamente elevado de NEE_{max} ($-12,17 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$), o qual se deveu ao desenvolvimento da planta C4 após os eventos de precipitação no final da Primavera. O valor de α (-0,001) foi o mais baixo de todo o período de estudo e assemelhou-se aos valores publicados para uma pastagem semiárida na Mongólia (Li et al., 2005). Contudo essa pastagem é essencialmente composta por espécies C3. Seria de esperar que as espécies C4, durante aquele período com temperaturas

relativamente elevadas, apresentassem uma eficiência do uso da radiação superior. Por exemplo, Leegood (1996) reportou que o α das espécies C4 ronda os -0,054 e é independente da temperatura, radiação e concentração de CO₂, ao contrário do α das espécies C3. O facto de o α ter sido substancialmente baixo, sugere que a absorção da radiação fotossintética incidente, por parte do coberto vegetal, foi baixa, devido ao índice de área foliar baixo (~0,35), contribuindo assim para um menor GPP por unidade de radiação fotossintética incidente no terreno (Ehleringer e Pearcy, 1983).

4.4.3.2. Resposta do NEE e GPP ao desenvolvimento da vegetação

Se, numa base diária, a radiação fotossintética incidente é o principal controlador da transferência líquida de dióxido de carbono entre o ecossistema e a atmosfera, numa base sazonal espera-se que a variação do índice de área foliar tenha um papel importante nessa transferência.

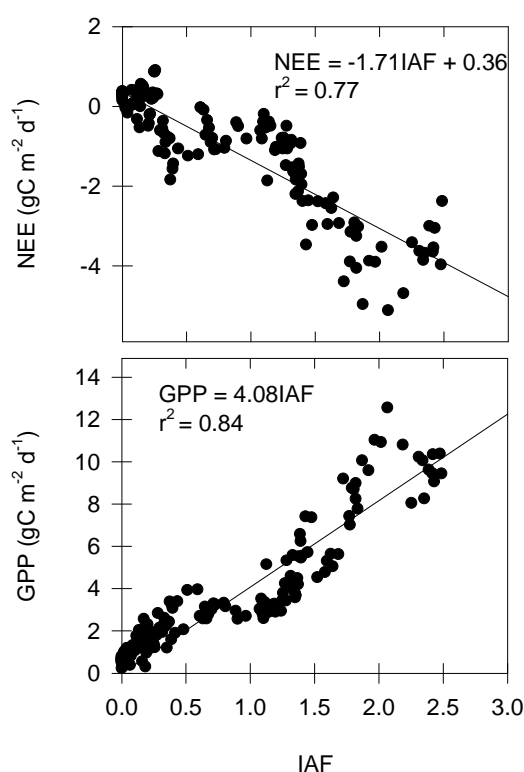


Fig. 4-18. Relação entre o índice de área foliar (IAF) e os valores diários da transferência líquida de carbono entre o ecossistema e atmosfera (NEE) e a produtividade primária bruta (GPP) para todo o período de estudo. Foram apenas usados dados de dias limpos ou pouco nublados.

Como discutido na introdução (ponto 2.1.3.1), a fotossíntese é também uma função do índice de área foliar, o qual apresenta variações significativas, não numa base diária, mas sim numa base sazonal. Para todo o período de estudo, o NEE e o GPP responderam linearmente à variação do índice do área foliar (Fig. 4-18). As alterações do índice de área foliar explicaram 77 e 84% das variações encontradas no NEE e GPP, respectivamente. As percentagens restantes podem talvez estar relacionadas com outros factores edafoclimáticos, tais como a humidade do solo, temperatura, défice de pressão de vapor do ar, radiação directa e difusa, etc. Uma forte relação linear entre o NEE e o índice de área foliar foi também documentada para uma pastagem temperada no Canadá (Flanagan et al., 2002). Contudo, uma menor correlação foi reportada para uma estepe semiárida na Mongólia (Li et al., 2005). Os resultados da regressão linear entre o GPP e o índice de área foliar assemelham-se razoavelmente bem aos resultados ($r^2 = 0,84$, declive = 3,9) publicados para uma pastagem mediterrânica anual na Califórnia (Xu e Baldocchi, 2004). Um declive similar (por volta de 3,1) foi também encontrado para a estepe semiárida na Mongólia. Em princípio, o declive é afectado por vários factores entre os quais a disponibilidade de nutrientes no solo (Flanagan et al., 2002).

4.4.3.3. Resposta do R_{eco} à temperatura do solo e GPP

A respiração do ecossistema é uma função da temperatura. Contudo, a sensibilidade da respiração do ecossistema à temperatura é afectada pela variação do conteúdo de água no solo e pela disponibilidade de substrato para a respiração autotrófica e heterotrófica (Davidson et al., 2006). Como as pastagens ou prados mediterrânicos apresentam uma larga variação sazonal do conteúdo de água no solo e crescimento da vegetação, avaliou-se a sensibilidade da respiração do ecossistema à temperatura para períodos seleccionados, onde o índice de área foliar e o conteúdo de água no solo foram constantes (Fig. 4-19).

Os coeficientes de regressão das curvas ajustadas aos dados experimentais, para os períodos seleccionados, são apresentados na Tabela 4-8. Para os dois anos hidrológicos, o coeficiente de sensibilidade da respiração do ecossistema à temperatura (Q_{10}) diminuiu de cerca de 2,3, no início da estação de crescimento e com abundância de água no solo, para 1,22, durante a seca de Verão.

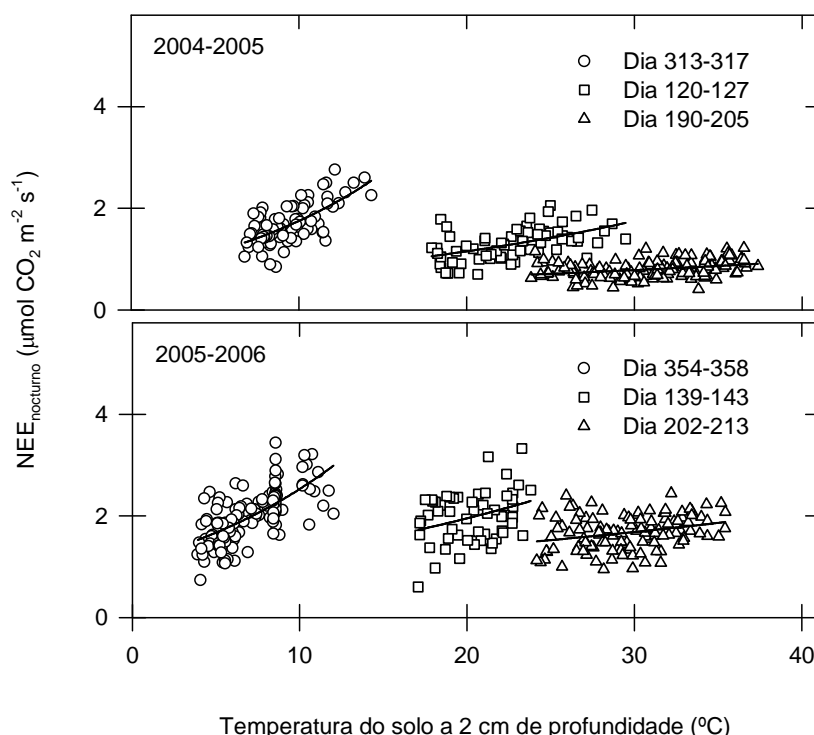


Fig. 4-19. Relação entre o fluxo nocturno de dióxido de carbono ($NEE_{nocturno}$) e a temperatura do solo a 2cm de profundidade para os anos hidrológicos 2004-2005 e 2005-2006. A figura mostra diferentes períodos de crescimento, onde o conteúdo de água no solo e o índice de área foliar foram constantes. As curvas foram ajustadas usando a Eq. 3-29, cujos coeficientes de regressão são apresentados na Tabela 4-8.

O mesmo foi encontrado numa zona de montado próxima do Tojal (Pereira et al., 2004), onde o coeficiente Q_{10} da respiração do solo, medido com uma câmara de respiração do solo, foi reduzido de mais de 2 a 20% de conteúdo volumétrico de água no solo, para menos de 1 com o solo seco (cf. Jarvis et al., 2007). Reduções similares do coeficiente Q_{10} , relacionadas com a diminuição do conteúdo de água no solo e o aumento da temperatura, foram também documentadas para outros ecossistemas mediterrânicos (Reichstein et al., 2002a; Xu e Baldocchi, 2004). Na pastagem mediterrânica anual na Califórnia, Xu e Baldocchi (2004) estimaram uma menor variação dos valores de Q_{10} , os quais diminuíram de 2,51 para 2,11 durante o ano 2000-2001. Por outro lado, Reichstein et al. (2002a) encontraram uma variação substancial, com o Q_{10} a diminuir de cerca de 2,6 para 0,5 assim que o conteúdo de água no solo foi descendo em três ecossistemas mediterrânicos, dois florestais (azinheira) e um mato. Comparando com ecossistemas submetidos a climas

diferentes, pode talvez citar-se um estudo realizado numa pastagem temperada no Canadá (Flanagan e Johnson, 2005). Eles estimaram valores de Q_{10} a variar de cerca de 2,5 para 1,5, com a diminuição do conteúdo de água no solo e o aumento da temperatura.

Tabela 4-8. Média do conteúdo volumétrico de água nos 15 cm do topo do solo (θ_v), coeficientes de regressão descritos na Eq. 3-29 e Q_{10} (Eq. 3-30) para os períodos seleccionados na Fig. 4-19

Período	θ_v (%)	a	b	r^2	Q_{10}
Dia 313-317, 2004	27,1	0,74	0,086	0,45	2,36
Dia 120-127, 2005	5,7	0,50	0,042	0,28	1,52
Dia 190-205, 2005	4,7	0,43	0,020	0,10	1,22
Dia 354-358, 2005	29,3	1,11	0,083	0,44	2,29
Dia 139-143, 2006	8,4	0,84	0,043	0,10	1,54
Dia 202-213, 2006	7,7	0,92	0,020	0,08	1,22

A baixa sensibilidade da respiração do ecossistema à temperatura durante os períodos secos ($Q_{10} = 1,22$) pode talvez ser explicado por dois mecanismos principais. Primeiro, com o solo seco, a maior parte do fluxo de dióxido de carbono do solo é originado a partir da matéria orgânica nos seus estágios mais estáveis, a qual tem baixa sensibilidade à temperatura (Liski et al., 1999). Segundo, a fotossíntese era muito baixa e, devido a tal, provavelmente, pouco carbono foi transferido para a rizosfera, a qual tem uma maior sensibilidade à temperatura do que o solo desprovido de raízes (Boone et al., 1998).

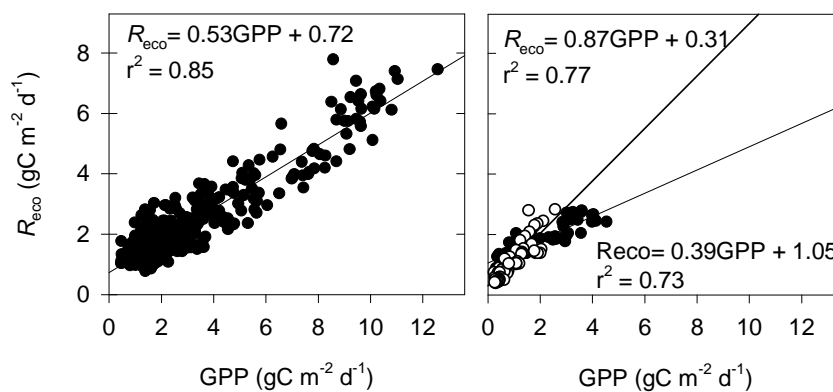


Fig. 4-20. Relação entre os valores diários da produtividade primária bruta (GPP) e respiração do ecossistema (R_{eco}). O gráfico da esquerda apresenta os dados da estação de crescimento das espécies C3. O gráfico da direita apresenta os dados do Verão de 2005 (círculos brancos) e Verão de 2006 (círculos pretos), onde apenas a espécie C4 de estação quente esteve presente. Dias com precipitação foram excluídos da análise.

Os valores diários da respiração do ecossistema correlacionaram-se fortemente com os valores diários da produtividade primária bruta (Fig. 4-20). Para as duas estações de crescimento das espécies C3, as alterações do GPP explicaram 85% das variações do R_{eco} . Mesmo durante o Verão, a fotossíntese da planta C4 controlou fortemente a respiração do ecossistema ($r^2 > 0,73$). Isto sugere que a fotossíntese do coberto vegetal foi o melhor indicador da respiração do ecossistema por controlar a disponibilidade de substrato, quer de uma forma directa para a respiração das plantas, quer de uma forma indirecta para a respiração heterotrófica através dos exsudados das raízes (Davidson et al., 2006). Em termos de comparação, Xu e baldocchi (2004) também encontraram uma relação similar entre GPP e R_{eco} ($r^2 = 0,78$) numa pastagem anual mediterrânica na Califórnia, durante a estação de crescimento da vegetação. Uma forte influência da fotossíntese da vegetação na respiração do ecossistema foi documentada para outras pastagens (Chimner e Welker, 2005; Li et al., 2005) e para florestas europeias (Janssens et al., 2001).

Outras evidências provêm de experiências alternativas, tais como o corte em larga escala de anéis floémicos de pinheiros (Hogberg et al., 2001) e o corte e ensombramento das plantas de pastagens (Craine et al., 1998; Wan e Luo, 2003), as quais demonstraram que a respiração do solo está fortemente relacionada com a fotossíntese da vegetação. Por exemplo, Craine et al. (1998) verificaram que a respiração do solo era reduzida em 40 e 19%, após dois dias de ensombramento da pastagem e corte parcial da pastagem, respectivamente. Também, Wan e Luo (2003) mostraram que a respiração do solo de uma pastagem foi significativamente reduzida em 33, 23 e 43% depois do corte parcial, ensombramento, e corte parcial associado a ensombramento, respectivamente.

4.4.3.4. Influência das práticas de gestão do ecossistema

Como descrito no ponto 4.2, este ecossistema foi submetido a dois tipos de práticas de gestão, típicos desta zona alentejana, nomeadamente o pastoreio e o corte anual da forragem. Contudo, enquanto o pastoreio foi observado em ambos os anos hidrológicos, o corte da forragem foi apenas efectuado no segundo ano. Dado que ambas as práticas de gestão reduziram o índice de área foliar, certamente terão de ser consideradas como factores controladores da transferência de dióxido de carbono entre o ecossistema e a atmosfera. Se o corte da forragem converteu imediatamente o ecossistema em fonte de

carbono para a atmosfera, como discutido no ponto 4.4.1, a influência do pastoreio está ainda por aferir. O pastoreio ocorreu durante o Outono e início do Inverno, no primeiro ano hidrológico, e apenas no Outono, no segundo, uma ou duas vezes por semana, com uma densidade de 60 ovelhas/ha.

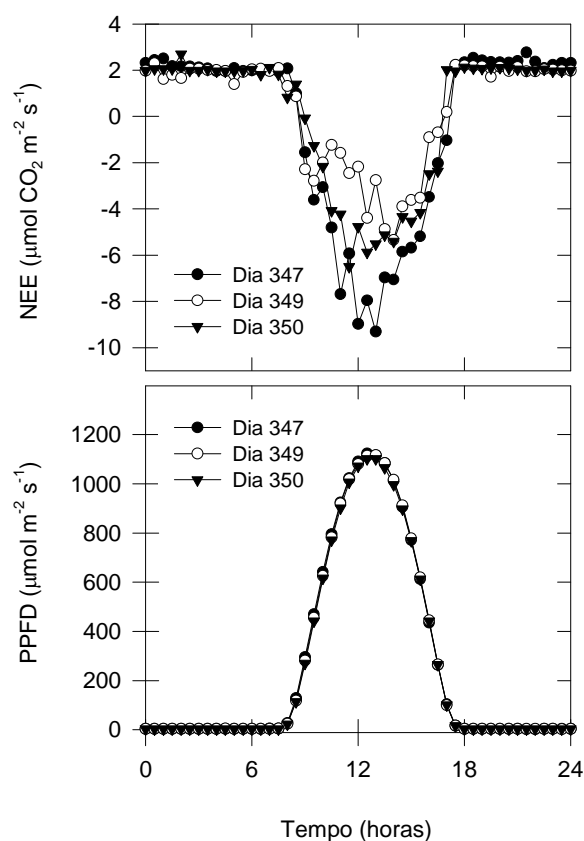


Fig. 4-21. Os efeitos do pastoreio no perfil diário do fluxo de dióxido de carbono (NEE). A figura mostra um dia antes (Dia 347) e o dia seguinte (Dia 350) de um evento de pastagem no dia 349 de 2005, onde a radiação fotossintética e a direção do vento foram similares.

Na Fig. 4.21 mostra-se um exemplo do impacto de um evento de pastagem, no dia 349 de 2005, no perfil diário do NEE. O NEE máximo, o qual ocorreu por volta do meio-dia, foi reduzido de cerca de 9 para 6 $\mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, depois do evento de pastagem, como resultado da redução do índice de área foliar. O padrão irregular do NEE no dia 349 mostra, provavelmente, a influência da respiração das ovelhas.

O impacto deste evento de pastagem nas curvas de resposta à radiação fotossintética está ilustrado na Fig. 4.22. Foi analisado um período de dez dias, cinco dias antes e cinco dias

depois do evento de pastagem no dia 349, no qual os principais parâmetros climatológicos e a direcção do vento foram similares. O NEE_{max} foi substancialmente reduzido de $-13,7$ para $-8,9 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, depois do evento de pastagem. A redução do NEE diurno teve também um impacto negativo no NEE diário; o valor médio diário do NEE para os cinco dias anteriores e posteriores ao evento de pastagem foi $-0,49 \text{ g C m}^{-2}$ e $-0,11 \text{ g C m}^{-2}$, respectivamente. Parece, contudo, importante mencionar que estes valores médios podem talvez estar afectados pelas incertezas subjacentes ao *gap-filling* dos períodos nocturnos.

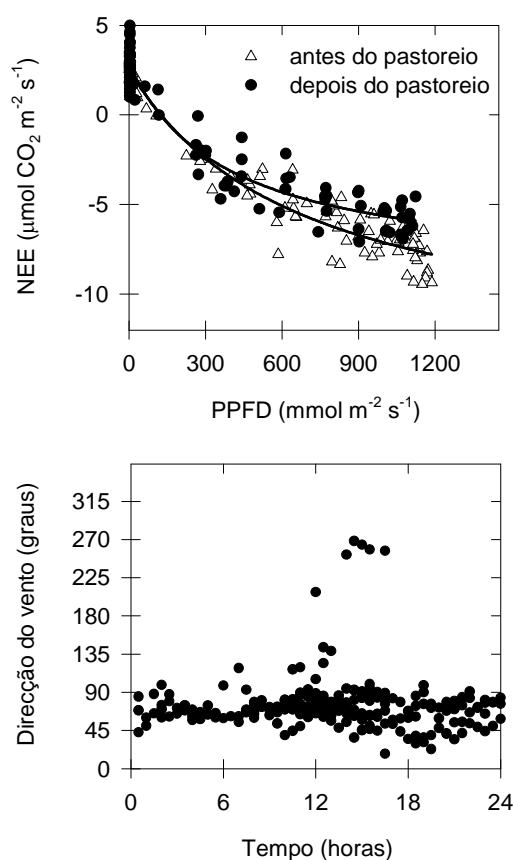


Fig. 4-22. Os efeitos do pastoreio nas curvas de resposta à radiação fotossintética. Os dados do gráfico do topo representam cinco dias antes e cinco dias depois do evento de pastagem no dia 349 de 2005. As curvas foram ajustadas usando a Eq. 3-28. A figura mostra também a direcção do vento durante todo o período de análise.

Apesar de existir um impacto negativo, de curto termo, no NEE diário, o impacto do pastoreio sobre o NEE, relativamente a uma mesma área não pastoreada, não é de todo claro. Como anteriormente discutido, no ponto 4.2, observou-se um efeito negativo do pastoreio sobre o índice de área foliar, principalmente durante o Inverno. Contudo, o

impacto sobre o NEE depende do modo como o pastoreio afecta os processos que controlam, quer o GPP, quer o R_{eco} . Por exemplo, Rogiers *et al.* (2005) reportaram um efeito negativo do pastoreio sobre o NEE de uma pastagem dos Alpes Suíços. Estes autores observaram que o pastoreio reduziu o índice de área foliar e o GPP da pastagem, mas o R_{eco} foi mantido a uma taxa similar àquela observada numa zona não pastoreada. Em contraste, o pastoreio reduziu substancialmente o R_{eco} e, devido a isso, o NEE foi similar em áreas pastoreadas e não pastoreadas de uma pastagem tropical no Panamá, mesmo com diferenças significativas de biomassa entre elas (Wilsey *et al.*, 2002). Outros estudos têm também encontrado NEE similares entre áreas pastoreadas e não pastoreadas (LeCain *et al.*, 2002; Risch e Frank, 2006). Contudo, em ambos os casos não foi identificada uma diferença significativa no índice de área foliar entre áreas pastoreadas e não pastoreadas.

Atendendo aos casos apresentados, facilmente se conclui que o efeito do pastoreio varia de ecossistema para ecossistema. Isto ocorre porque estão envolvidos muitos factores, tais como a intensidade e frequência do pastoreio, o clima, a composição florística, a disponibilidade de nutrientes, etc. Entender os efeitos do pastoreio sobre o NEE é crucial para se desenvolver planos de gestão do pastoreio que tenham como premissas atenuar fortes efeitos negativos ou mesmo potenciar a captura de carbono. Isto torna-se particularmente importante num panorama de alterações climáticas, em que o pastoreio deve coexistir com a necessidade de manter o potencial dos ecossistemas em capturar carbono, sem que nenhuma das partes seja demasiadamente prejudicada. Portanto, parece importante que estudos nesta área particular sejam realizados num futuro próximo.

Apesar de não ser possível avaliar o efeito das práticas de gestão do ecossistema sobre o NEE anual, relativamente a uma área não submetida a essas práticas, parece possível, no entanto, estimar o efeito dessas práticas na produtividade líquida do bioma (NBP, *Net Biome Productivity*) para o ano hidrológico 2005-2006. Este parâmetro, especialmente desenvolvido para ecossistemas submetidos a práticas de gestão, tem a vantagem de permitir estimar o balanço, ou o armazenamento, de carbono num ecossistema, contabilizando o carbono que é importado e/ou exportado do ecossistema, e que não é medido pelo sistema de correlação turbulenta. O NBP relaciona-se como o NEE da seguinte forma (e.g. Soussana *et al.*, 2007):

$$NBP = NEE - F_{\text{importado}} + F_{\text{biomassa_colhida}} + F_{\text{CH}_4} + F_{\text{animais}} + F_{\text{lixiviado}} \quad (4-1)$$

onde $F_{\text{importado}}$ é o carbono importado para o ecossistema através de adubações, $F_{\text{biomassa_colhida}}$ o carbono exportado do ecossistema pelo corte e remoção da forragem, F_{CH_4} o carbono exportado do ecossistema através da emissão de metano pelos animais, F_{animais} o carbono exportado do ecossistema para a biomassa corporal dos animais e $F_{\text{lixiviado}}$ o carbono exportado do ecossistema através de lixiviação do carbono orgânico/inorgânico dissolvido.

O NEE do ano hidrológico 2005-2006 foi -190 g C por metro quadrado. Neste estudo, não houve qualquer importação de carbono e, portanto, o $F_{\text{importado}}$ é zero. O $F_{\text{lixiviado}}$ é geralmente pequeno, pelo que pode ser desprezado (ver Allard et al., 2007; Soussana et al., 2007). Como discutido previamente, no ponto 4.2, a biomassa removida do ecossistema, devido ao corte da forragem, foi de 0,374 kg de matéria seca por metro quadrado. Sendo que a fracção de carbono orgânico existente na matéria seca era de 0,44 (determinada no laboratório de solos da Universidade de Évora), o $F_{\text{biomassa_colhida}}$ foi de 164,6 g C por metro quadrado.

Estimar o F_{CH_4} e o F_{animais} constitui o maior desafio desta análise. Não obstante, parece importante, primeiro, entender o que acontece ao carbono orgânico, da biomassa vegetal, que é ingerido pelos animais, neste caso, ovelhas. Segundo Soussana et al. (2007), cerca de 60 a 75% do carbono que é ingerido pelos animais é digestível. A restante parte (25-40%) não é digestível e, devido a isso, retorna ao ecossistema sob a forma de fezes (o CO_2 resultante da sua degradação é monitorizado pelo sistema de correlação turbulenta). Do carbono que é digerido, cerca de 5% retorna à atmosfera sob a forma de CH_4 , uma pequena fracção é incorporada na biomassa dos animais e a maior parte (> 90%) é respirado pelos animais, portanto é medido pelo sistema de correlação turbulenta. Em resumo, o carbono que não é medido pelo sistema de correlação turbulenta é o carbono exportado, quer para a biomassa corporal dos animais, quer sob a forma de CH_4 . Atendendo ao que foi discutido, o F_{animais} pode ser também desprezado, pois não modificará significativamente o resultado final (Soussana et al., 2007).

Para se estimar o F_{CH_4} , como 5% do carbono digerido, é necessário, primeiro, estimar a biomassa vegetal ingerida pelos animais, durante o ano hidrológico 2005-2006. Contudo, estimar a quantidade de biomassa vegetal removida do ecossistema, ou ingerida pelos animais, durante os eventos de pastagem, constitui outro grande desafio desta análise, uma vez que não se sabe ao certo qual o número de eventos de pastagem que ocorreram e se em todos os casos tiveram a mesma duração. Como ideal, seria ter acesso a dados factuais, provenientes, por exemplo, da monitorização da área com câmaras de vigilância. Para esse efeito, foram instaladas câmaras na pastagem do Tojal, mas já depois dos eventos de pastagem. Servirão, contudo, para posteriores estudos. Seja como for, com base nas observações que foram pontualmente efectuadas e na informação dada pelo pastor, de um modo geral, o pastoreio ocorreu uma a duas vezes por semana desde a última semana de Outubro até ao final de Dezembro, com uma duração mais ou menos constante, isto é, desde o início da manhã até ao final da tarde. A densidade foi de cerca de 60 ovelhas/ha. Portanto, considerando dois eventos de pastagem por semana, num ponto de vista conservativo, para o período referido ocorreram 20 eventos de pastagem.

A maior parte dos ruminantes necessitam de ingerir matéria seca da ordem dos 2% do seu peso corporal, por dia (Holechek et al., 1989). Considerando um peso médio de 60 kg por ovelha, resulta que cada ovelha necessita de ingerir 1,2 kg de matéria seca por dia. Para o total de 20 eventos de pastagem estima-se que foram removidos do terreno 1440 kg de matéria seca por hectare, ou 0.144 kg por metro quadrado. Convertendo essa matéria seca para quantidade de carbono (usando a fracção 0.44), resulta em 63,4 g de carbono removido por metro quadrado, ou ingerido pelas ovelhas num equivalente por metro quadrado. Considerando que o carbono da biomassa, desta pastagem do Tojal, tem uma digestibilidade de 67,5 % (um valor médio dos valores 60-75% acima apresentados), estima-se que foram digeridos um equivalente a 42,8 g de carbono por metro quadrado. Como o F_{CH_4} é normalmente 5% do carbono digerido, calcula-se que o F_{CH_4} foi de 2,14 g C por metro quadrado. Pelo que foi discutido, a incerteza associada à estimativa do F_{CH_4} pode, talvez, ser elevada. Contudo, como o F_{CH_4} é geralmente pequeno, não se espera que as incertezas possam ter um significado importante na estimativa do NBP.

Da resolução da Eq. 4-1, estima-se um NBP de -23,3 g C por metro quadrado para o ano hidrológico 2005-2006. Este resultado mostra que, contabilizando o carbono exportado

devido às práticas de gestão, o ecossistema armazenou, ainda, cerca de 23 g C por metro quadrado. Portanto, pode-se inferir que as práticas de gestão do ecossistema, durante o ano hidrológico 2005-2006, foram sustentáveis no que respeita ao armazenamento de carbono no ecossistema.

5. Conclusões

O presente estudo foi efectuado no âmbito do projecto integrado europeu *CARBOEUROPE*, contribuindo com uma base de dados sólida, e harmonizada, para o esforço conjunto de se entender e quantificar o balanço terrestre de carbono do continente europeu. Em concreto, foram efectuadas medições contínuas da transferência de dióxido de carbono, vapor de água e energia numa pastagem mediterrânica C3/C4 do sul de Portugal, durante dois anos hidrológicos, um ano seco (2004-2005), com precipitação muito abaixo da média, e um ano normal (2005-2006), com precipitação dentro da média. A observação destas condições contrastantes constituiu uma oportunidade única de se compreender como a variabilidade climática, nomeadamente a seca, afecta a transferência de dióxido de carbono, vapor de água e energia entre uma pastagem mediterrânica C3/C4 e a atmosfera.

Em termos sazonais, o balanço de radiação (R_n) apresentou valores mínimos, no final do Outono e início do Inverno, e valores máximos, no final da Primavera e Verão. O fluxo de calor no solo (G), o fluxo de calor sensível (H) e o fluxo de calor latente (λE) variaram sazonalmente, quer de acordo com a energia disponível (R_n), quer de acordo com a variação do conteúdo de água no solo e crescimento da vegetação. Enquanto o G e o H apresentaram uma variação sazonal similar à variação do R_n , o λE apenas se diferenciou por apresentar valores máximos no início da Primavera, quando o índice de área foliar (IAF) foi máximo. No que respeita à partição de energia, as fracções G/R_n e H/R_n aumentaram do Outono (período de Pré-crescimento da vegetação) para o Verão (período Seco). Já a fracção $\lambda E/R_n$ teve uma tendência contrária. Não obstante, encontrou-se que a fracção $\lambda E/R_n$ dominou durante todo o período de crescimento da vegetação (Outubro até ao meio da Primavera). Em períodos frios, com vegetação curta, temperaturas do solo baixas e reduzida capacidade da atmosfera em transportar energia (como Dezembro e Janeiro), verificou-se que o G tendeu a dominar a partição de energia ao meio-dia. Os fluxos de dióxido de carbono (NEE) e seus componentes, a produtividade primária bruta (GPP) e a respiração do ecossistema (R_{eco}), apresentaram, geralmente, valores mínimos no Verão e valores máximos na Primavera (quando o IAF foi máximo). Portanto, a captura de dióxido de carbono esteve, essencialmente, confinada à estação húmida do ano. A

eficiência do uso da água (EUA_{GPP}) apresentou, tipicamente, valores máximos no Inverno, em períodos com nebulosidade, sugerindo que a radiação fotossintética difusa teve um papel importante em manter o GPP. Pelo contrário, os valores mínimos foram registados no Verão, devido aos elevados défices de pressão de vapor do ar. Um padrão idêntico foi observado para a eficiência do uso da radiação fotossintética incidente (EUR_{GPP}), com a diferença de que os valores máximos foram observados durante a fase de IAF máximo, no início da Primavera, devido à maior absorção da radiação fotossintética incidente pela vegetação.

A seguir à senescência das plantas C3, que ocorreu no meio da Primavera, verificou-se que a planta C4, *Cynodon dactylon* L., se manteve presente até ao final do Verão, embora com um IAF baixo. A sua presença proporcionou evapotranspiração, levando à depleção da água do solo, e GPP no ecossistema, contrariamente ao que se observa em pastagens mediterrânicas C3. As taxas de evapotranspiração e GPP foram, contudo, baixas, mas significativas. A exemplo disso, os valores acumulados de evapotranspiração e GPP, durante esse período em que a planta esteve presente, foram bastante consideráveis, representando cerca de 34% e 22% da evapotranspiração e GPP anuais, respectivamente. Todavia, a captura de carbono não se mostrou suficiente para que, nesse período, o ecossistema se comportasse como sumidouro de carbono. Seja como for, a presença desta planta parece ter um papel importante, especialmente quando fortes eventos de precipitação são capazes de estimular o seu desenvolvimento, tal como observado no final da Primavera de 2006. Esta ocorrência converteu o ecossistema em sumidouro de carbono, por um longo período, compensando a maior parte do carbono que tinha sido libertado imediatamente a seguir aos fortes eventos de precipitação e, portanto, teve um efeito positivo no NEE anual. Do exposto, conclui-se que a presença desta planta, e particularmente a sua resposta aos eventos de precipitação, deve ser tomada em consideração quando se modela a evapotranspiração, o NEE, o GPP e o R_{eco} de pastagens mediterrânicas, com algum contingente de plantas C4.

Em termos inter-anuais, a precipitação, ou por correlação a disponibilidade de água no solo, foram o factor determinante da variação verificada na transferência de dióxido de carbono, vapor de água e energia. No ano seco (2004-2005), a biomassa da parte aérea e o IAF foram substancialmente afectados pela seca severa, que se verificou no Inverno e

início da Primavera, precisamente o período mais importante para desenvolvimento da vegetação. Como consequência, durante o pico de crescimento da vegetação, os valores máximos diários de evapotranspiração (ou λE), NEE, EUA_{GPP} e EUR_{GPP} foram cerca de metade dos valores medidos no ano normal. Apesar do λE ter sido ligeiramente superior ao H durante a seca, a fraca dominância proporcionou a que, nesse ano seco, o H dominasse a partição de energia, tal como em climas semiáridos. Já no ano normal, a maior disponibilidade de água no solo em combinação com uma vegetação mais densa (a qual por um lado aumenta o λE e por outro ajuda a reduzir o H) permitiu ao λE dominar claramente a partição de energia. Como esperado, os valores anuais de G não diferiram significativamente, pois são geralmente próximos de zero, independentemente das condições prevalentes.

Para os dois anos experimentais, verificou-se que a quantidade de precipitação foi o factor mais importante na definição da variação inter-anual do NEE. Assim, esta pastagem perdeu 49 g C m^{-2} carbono para a atmosfera, no ano seco, e capturou 190 g C m^{-2} , no ano normal. O acumulado dos dois anos resultou ainda nuns expressivos -141 g C m^{-2} , sugerindo que esta pastagem tem potencial para capturar carbono.

No que concerne aos controlos da condutância da superfície (g_s) e evapotranspiração, conclui-se que a disponibilidade de água no solo foi o factor que primeiramente determinou o g_s e a evapotranspiração. Foi encontrado que quando o conteúdo de água no solo desceu abaixo dos 14%, nos 15 cm do topo do solo, o coeficiente de *Priestley-Taylor* ($\lambda E / \lambda E_{eq}$) e o g_s foram substancialmente reduzidos. Isto significa que a evapotranspiração não prossegue a taxas potenciais. Por isso, este valor pode ser usado para indicar, empiricamente, quando a humidade do solo é, ou não, limitante para a evapotranspiração desta pastagem. Para conteúdos de água no solo, não limitantes, verificou-se que as variações de longo termo das fracções evaporativas foram principalmente explicadas pela variação do IAF, e as taxas diárias de evapotranspiração predominantemente controladas pela energia disponível no ecossistema. Assim que o conteúdo de água no solo se tornou limitante, as taxas de evapotranspiração foram fortemente controladas pelo défice de pressão de vapor do ar, através dos seus efeitos sobre o g_s .

Para o caso do NEE, GPP e R_{eco} , verificou-se, tal como esperado, que o GPP e o NEE se correlacionaram fortemente com a radiação fotossinteticamente activa, numa escala diária. Já numa base sazonal, a variação do GPP e NEE foi explicada, essencialmente, pela variação do IAF. A variação dos valores diários do R_{eco} foi explicada maioritariamente pela variação dos valores diários do GPP (excluindo os dias com precipitação), indicando que a fotossíntese do coberto vegetal foi o melhor descritor da respiração do ecossistema.

Verificou-se que o pastoreio, durante o Outono do ano normal, limitou o desenvolvimento da biomassa da parte aérea das plantas e o IAF. O impacto foi significativo durante o Inverno, mas insignificante durante o período de crescimento máximo das plantas, no início da Primavera. Após se ter analisado curvas de resposta do NEE à radiação fotossinteticamente activa incidente, encontrou-se que o NEE diurno foi substancialmente reduzido, a seguir aos eventos de pastagem, devido à redução do IAF. Esta redução teve, também, um impacto negativo sobre o NEE diário.

Para o ano hidrológico 2005-2006, avaliou-se o efeito da colheita da forragem e do pastoreio no armazenamento de carbono no ecossistema, ou precisamente, estimou-se o NBP (produtividade líquida do bioma). O resultado mostrou que, contabilizando o carbono exportado do ecossistema devido às práticas de gestão, o ecossistema armazenou, ainda, cerca de 23 g C por metro quadrado. Portanto, concluiu-se que as práticas de gestão, durante o ano hidrológico 2005-2006, foram sustentáveis no que respeita ao armazenamento de carbono no ecossistema.

Durante a execução deste estudo emergiram algumas questões, ou aspectos que necessitam de ser melhor entendidos, e que poderão servir de base a novos estudos. Em primeiro lugar, parece imperioso exercer-se esforço no sentido de se compreender melhor, quer a presença, quer o papel da planta C4, durante o Verão, principalmente como é que esta planta usa os recursos de água do solo e mantém alguma actividade fisiológica. Para o efeito, um bom exercício poderia passar por se efectuar medições do conteúdo de água no solo, em todo o perfil do solo, da estrutura e profundidade das raízes e da condutância estomática. Adicionalmente, criar zonas com adição de água poderia ser, também, um bom exercício. Em segundo lugar, dado que se observou dois anos com condições climatologicamente contrastantes, ficou por esclarecer qual o efeito do *timing* da precipitação, ou do seu padrão de distribuição, sobre o NEE anual. Como se sabe, o padrão de distribuição da precipitação

pode influenciar, quer o comprimento da estação de crescimento da vegetação, quer a respiração durante o Verão e, portanto, ter uma influência relevante na variação inter-anual do NEE (e.g. Xu e Baldocchi, 2004). Por fim, uma questão pertinente que também ficou por responder é o efeito do pastoreio sobre o NEE, relativamente a uma mesma área não pastoreada. O entendimento deste efeito é imperioso, pois pode constituir a base para a definição de planos de gestão do pastoreio, que tenham como premissas evitar fortes efeitos negativos, ou mesmo potenciar a captura de carbono. Portanto, estudos neste domínio são prementes, e podem ser levados a cabo, por exemplo, recorrendo ao uso de câmaras de NEE, em áreas pastoreadas e não pastoreadas.

6. Referências bibliográficas

- Adams, J.M., Faure, H., Fauredenard, L., Mcglade, J.M., Woodward, F.I., 1990. Increases in Terrestrial Carbon Storage from the Last Glacial Maximum to the Present. *Nature* 348, 711-714.
- Allard, V., Soussana, J.F., Falcimagne, R., Berbigier, P., Bonnefond, J.M., Ceschia, E., D'hour, P., Henault, C., Laville, P., Martin, C., Pinares-Patino, C., 2007. The role of grazing management for the net biome productivity and greenhouse gas budget (CO₂, N₂O and CH₄) of semi-natural grassland. *Agriculture Ecosystems & Environment* 121, 47-58.
- Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., Smith, M., 1998. Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements. FAO Irrigation and drainage Paper 56. FAO, Rome, Italy, 300 pp.
- Almeida, A.C., Landsberg, J.L., 2003. Evaluating methods of estimating global radiation and vapor pressure deficit using a dense network of automatic weather stations in coastal Brazil. *Agricultural and Forest Meteorology* 118, 237-250.
- Alves, C.A.M., Pina, H.L., 1969. Carta geológica de Portugal: nota explicativa da folha 40-A Évora. Direção Geral de Minas e Serviços Geológicos, Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- Amthor, J.S., 1994. Higher plant respiration and its relationships to photosynthesis. In: E.D. Schulze, M.M. Caldwell (Editors), *Ecophysiology of Photosynthesis*. Ecological Studies 100. Springer-Verlag, Heidelberg, pp. 71-101.
- Andrews, J.A., Harrison, K.G., Matamala, R., Schlesinger, W.H., 1999. Separation of root respiration from total soil respiration using carbon-13 labeling during Free-Air Carbon Dioxide Enrichment (FACE). *Soil Science Society of America Journal* 63, 1429-1435.
- Anthoni, P.M., Freibauer, A., Kolle, O., Schulze, E.D., 2004. Winter wheat carbon exchange in Thuringia, Germany. *Agricultural and Forest Meteorology* 121, 55-67.
- Apps, M., 1995. Carbon Fixation and allocation. In: M.A. Beran (Editor), *Carbon sequestration in the biosphere - Processes and prospects*. Global Environmental Change (vol. 33). Springer, Berlin, pp. 183-192.

- Arain, A.A., Restrepo-Coupe, N., 2005. Net ecosystem production in a temperate pine plantation in southeastern Canada. *Agricultural and Forest Meteorology* 128, 223-241.
- Aubinet, M., Berbigier, P., Bernhofer, C.H., Cescatti, A., Feigenwinter, C., Granier, A., Grunwald, T.H., Havrankova, K., Heinesch, B., Longdoz, B., Marcolla, B., Montagnani, L., Sedlak, P., 2005. Comparing CO₂ storage and advection conditions at night at different carboeuroflux sites. *Boundary-Layer Meteorology* 116, 63-94.
- Aubinet, M., Chermanne, B., Vandenhaute, M., Longdoz, B., Yernaux, M., Laitat, E., 2001. Long term carbon dioxide exchange above a mixed forest in the Belgian Ardennes. *Agricultural and Forest Meteorology* 108, 293-315.
- Aubinet, M., Grelle, A., Ibrom, A., Rannik, U., Moncrieff, J., Foken, T., Kowalski, A.S., Martin, P.H., Berbigier, P., Bernhofer, C., Clement, R., Elbers, J., Granier, A., Grunwald, T., Morgenstern, K., Pilegaard, K., Rebmann, C., Snijders, W., Valentini, R., Vesala, T., 2000. Estimates of the annual net carbon and water exchange of forests: The EUROFLUX methodology. *Advances in Ecological Research*, Vol 30 30, 113-175.
- Aubinet, M., Heinesch, B., Yernaux, M., 2003. Horizontal and vertical CO₂ advection in a sloping forest. *Boundary-Layer Meteorology* 108, 397-417.
- Baldocchi, D., Meyers, T., 1998. On using eco-physiological, micrometeorological and biogeochemical theory to evaluate carbon dioxide, water vapor and trace gas fluxes over vegetation: a perspective. *Agricultural and Forest Meteorology* 90, 1-25.
- Baldocchi, D.D., 2003. Assessing the eddy covariance technique for evaluating carbon dioxide exchange rates of ecosystems: past, present and future. *Global Change Biology* 9, 479-492.
- Baldocchi, D.D., Hicks, B.B., Meyers, T.P., 1988. Measuring Biosphere-Atmosphere Exchanges of Biologically Related Gases with Micrometeorological Methods. *Ecology* 69, 1331-1340.
- Baldocchi, D.D., Xu, L.K., Kiang, N., 2004. How plant functional-type, weather, seasonal drought, and soil physical properties alter water and energy fluxes of an oak-grass savanna and an annual grassland. *Agricultural and Forest Meteorology* 123, 13-39.

- Beljaars, A.C.M., Holtslag, A.A.M., 1991. Flux parameterization over land surfaces for atmospheric models. *Journal of Applied Meteorology* 30, 327-341.
- Bell, M.K., 1974. Decomposition of herbaceous litter. In: C.H. Dickinson, G.J.F. Pugh (Editors), *Biology of plant litter decomposition*. Academic Press, London, pp. 37-67.
- Berbigier, P., Bonnefond, J.M., Mellmann, P., 2001. CO₂ and water vapour fluxes for 2 years above Euroflux forest site. *Agricultural and Forest Meteorology* 108, 183-197.
- Birch, H.F., 1958. The effect of soil drying on humus decomposition and nitrogen availability. *Plant Soil* 10, 9-31.
- Boone, R.D., Nadelhoffer, K.J., Canary, J.D., Kaye, J.P., 1998. Roots exert a strong influence on the temperature sensitivity of soil respiration. *Nature* 396, 570-572.
- Botelho da Costa, J., 1995. *Caracterização e constituição do solo*, 5ª ed. Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa.
- Bremer, D.J., Auen, L.M., Ham, J.M., Owensby, C.E., 2001. Evapotranspiration in a prairie ecosystem: Effects of grazing by cattle. *Agronomy Journal* 93, 338-348.
- Bremer, D.J., Ham, J.M., Owensby, C.E., Knapp, A.K., 1998. Responses of soil respiration to clipping and grazing in a tallgrass prairie. *Journal of Environmental Quality* 27, 1539-1548.
- Brotzge, J.A., Crawford, K.C., 2003. Examination of the surface energy budget: A comparison of eddy correlation and Bowen ratio measurement systems. *Journal of Hydrometeorology* 4, 160-178.
- Brown, R.H., 1994. Biological Control of CO₂. In: J. Paul, C.M. Pradier (Editors), *Carbon Dioxide Chemistry: Environmental Issues*. Royal Society of Chemistry, Cambridge, pp. 142-149.
- Bryce, J.H., Thornton, J.M., 1996. Respiration and grow metabolism. In: E. Zamski, A. Schaffer (Editors), *Photoassimilate Distribution in Plants and Crops: Source-Sink Relationships*. Marcel Dekker Inc., New York, pp. 43-61.
- Burba, G.G., Verma, S.B., 2001. Prairie growth, PAR albedo and seasonal distribution of energy fluxes. *Agricultural and Forest Meteorology* 107, 227-240.

- Burba, G.G., Verma, S.B., 2005. Seasonal and interannual variability in evapotranspiration of native tallgrass prairie and cultivated wheat ecosystems. *Agricultural and Forest Meteorology* 135, 190-201.
- Businger, J.A., 1986. Evaluation of the Accuracy with Which Dry Deposition Can Be Measured with Current Micrometeorological Techniques. *Journal of Climate and Applied Meteorology* 25, 1100-1124.
- Businger, J.A., Wyngaard, J.C., Izumi, Y., Bradley, E.F., 1971. Flux-Profile Relationships in Atmospheric Surface Layer. *Journal of the Atmospheric Sciences* 28, 181-189.
- Byrne, K.A., Kiely, G., Leahy, P., 2005. CO₂ fluxes in adjacent new and permanent temperate grasslands. *Agricultural and Forest Meteorology* 135, 82-92.
- Campbell, 2003. HFT3 soil heat flux plate. Campbell Scientific Inc., Uthah, USA.
- Carrara, A., Janssens, I.A., Yuste, J.C., Ceulemans, R., 2004. Seasonal changes in photosynthesis, respiration and NEE of a mixed temperate forest. *Agricultural and Forest Meteorology* 126, 15-31.
- Casals, P., Romanya, J., Cortina, J., Bottner, P., Couteaux, M.M., Vallejo, V.R., 2000. CO₂ efflux from a Mediterranean semi-arid forest soil. I. Seasonality and effects of stoniness. *Biogeochemistry* 48, 261-281.
- Chimner, R.A., Welker, J.M., 2005. Ecosystem respiration responses to experimental manipulations of winter and summer precipitation in a Mixedgrass Prairie, WY, USA. *Biogeochemistry* 73, 257-270.
- Chocarro, C., Lloveras, J., Fanlo, R., 2005. Effects of winter grazing on spring production of lucerne under Mediterranean conditions. *Grass and Forage Science* 60, 146-150.
- Ciais, P., Reichstein, M., Viovy, N., Granier, A., Ogee, J., Allard, V., Aubinet, M., Buchmann, N., Bernhofer, C., Carrara, A., Chevallier, F., De Noblet, N., Friend, A.D., Friedlingstein, P., Grunwald, T., Heinesch, B., Keronen, P., Knohl, A., Krinner, G., Loustau, D., Manca, G., Matteucci, G., Miglietta, F., Ourcival, J.M., Papale, D., Pilegaard, K., Rambal, S., Seufert, G., Soussana, J.F., Sanz, M.J., Schulze, E.D., Vesala, T., Valentini, R., 2005. Europe-wide reduction in primary productivity caused by the heat and drought in 2003. *Nature* 437, 529-533.
- Craine, J.M., Wedin, D.A., Chapin, F.S., 1998. Predominance of ecophysiological controls on soil CO₂ flux in a Minnesota grassland. *Plant and Soil* 207, 77-86.

- Curtis, P.S., Hanson, P.J., Bolstad, P., Barford, C., Randolph, J.C., Schmid, H.P., Wilson, K.B., 2002. Biometric and eddy-covariance based estimates of annual carbon storage in five eastern North American deciduous forests. *Agricultural and Forest Meteorology* 113, 3-19.
- David, T.S., Ferreira, M.I., Cohen, S., Pereira, J.S., David, J.S., 2004. Constraints on transpiration from an evergreen oak tree in southern Portugal. *Agricultural and Forest Meteorology* 122, 193-205.
- David, T.S., Gash, J.H.C., Valente, F., Pereira, J.S., Ferreira, M.I., David, J.S., 2006. Rainfall interception by an isolated evergreen oak tree in a Mediterranean savannah. *Hydrological Processes* 20, 2713-2726.
- Davidson, E.A., Janssens, I.A., Luo, Y.Q., 2006a. On the variability of respiration in terrestrial ecosystems: moving beyond Q(10). *Global Change Biology* 12, 154-164.
- Davidson, E.A., Richardson, A.D., Savage, K.E., Hollinger, D.Y., 2006b. A distinct seasonal pattern of the ratio of soil respiration to total ecosystem respiration in a spruce-dominated forest. *Global Change Biology* 12, 230-239.
- Desai, A.R., Bolstad, P.V., Cook, B.D., Davis, K.J., Carey, E.V., 2005. Comparing net ecosystem exchange of carbon dioxide between an old-growth and mature forest in the upper Midwest, USA. *Agricultural and Forest Meteorology* 128, 33-55.
- Dickinson, C.H., 1974. Decomposition of litter in soil In: C.H. Dickinson, G.J.F. Pugh (Editors), *Biology of plant litter decomposition*. Academic Press, London, pp. 633-658.
- Dyer, A.J., 1974. A review of flux-profile relationships. *Boundary-Layer Meteorology* 7, 363-372.
- Dyer, A.J., Hicks, B.B., 1970. Flux-gradient relationships in the constant flux layer. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 96, 715-721 pp.
- Edwards, G., Ku, M.S.B., Monson, R.K., 1985. C4 photosynthesis and its regulation. In: J. Barber, N.R. Baker (Editors), *Photosynthetic Mechanisms and the Environment*. Elsevier Science Publishers, Amsterdam, pp. 287-328.
- Ehleringer, J., Pearcy, R.W., 1983. Variation in Quantum Yield for CO₂ Uptake among C-3 and C-4 Plants. *Plant Physiology* 73, 555-559.
- Ehleringer, J.R., Cerling, T.E., Helliker, B.R., 1997. C-4 photosynthesis, atmospheric CO₂ and climate. *Oecologia* 112, 285-299.

- Ehman, J.L., Schmid, H.P., Grimmond, C.S.B., Randolph, J.C., Hanson, P.J., Wayson, C.A., Cropley, F.D., 2002. An initial intercomparison of micrometeorological and ecological inventory estimates of carbon exchange in a mid-latitude deciduous forest. *Global Change Biology* 8, 575-589.
- Eugster, W., Senn, W., 1995. A Cospectral Correction Model for Measurement of Turbulent NO₂ Flux. *Boundary-Layer Meteorology* 74, 321-340.
- Falge, E., Baldocchi, D., Olson, R., Anthoni, P., Aubinet, M., Bernhofer, C., Burba, G., Ceulemans, G., Clement, R., Dolman, H., Granier, A., Gross, P., Grunwald, T., Hollinger, D., Jensen, N.O., Katul, G., Keronen, P., Kowalski, A., Lai, C.T., Law, B.E., Meyers, T., Moncrieff, J., Moors, E., Munger, J.W., Pilegaard, K., Rannik, U., Rebmann, C., Suyker, A., Tenhunen, J., Tu, K., Verma, S., Vesala, T., Wilson, K., Wofsy, S., 2001a. Gap filling strategies for long term energy flux data sets. *Agricultural and Forest Meteorology* 107, 71-77.
- Falge, E., Baldocchi, D., Olson, R., Anthoni, P., Aubinet, M., Bernhofer, C., Burba, G., Ceulemans, R., Clement, R., Dolman, H., Granier, A., Gross, P., Grunwald, T., Hollinger, D., Jensen, N.O., Katul, G., Keronen, P., Kowalski, A., Lai, C.T., Law, B.E., Meyers, T., Moncrieff, H., Moors, E., Munger, J.W., Pilegaard, K., Rannik, U., Rebmann, C., Suyker, A., Tenhunen, J., Tu, K., Verma, S., Vesala, T., Wilson, K., Wofsy, S., 2001b. Gap filling strategies for defensible annual sums of net ecosystem exchange. *Agricultural and Forest Meteorology* 107, 43-69.
- Falge, E., Baldocchi, D., Tenhunen, J., Aubinet, M., Bakwin, P., Berbigier, P., Bernhofer, C., Burba, G., Clement, R., Davis, K.J., Elbers, J.A., Goldstein, A.H., Grelle, A., Granier, A., Guomundsson, J., Hollinger, D., Kowalski, A.S., Katul, G., Law, B.E., Malhi, Y., Meyers, T., Monson, R.K., Munger, J.W., Oechel, W., Paw, K.T., Pilegaard, K., Rannik, U., Rebmann, C., Suyker, A., Valentini, R., Wilson, K., Wofsy, S., 2002. Seasonality of ecosystem respiration and gross primary production as derived from FLUXNET measurements. *Agricultural and Forest Meteorology* 113, 53-74.
- Fang, C., Moncrieff, J.B., 2001. The dependence of soil CO₂ efflux on temperature. *Soil Biology & Biochemistry* 33, 155-165.

- Feliciano, M.J.S., 2001. Deposição seca de poluentes gasosos em ecossistemas do sul da Europa, Universidade de Aveiro - Departamento de Ambiente e Ordenamento, Aveiro.
- Fierer, N., Chadwick, O.A., Trumbore, S.E., 2005. Production of CO₂ in soil profiles of a California annual grassland. *Ecosystems* 8, 412-429.
- Figuerola, M.E., Davy, A.J., 1991. Response of Mediterranean Grassland Species to Changing Rainfall. *Journal of Ecology* 79, 925-941.
- Flanagan, L.B., Johnson, B.G., 2005. Interacting effects of temperature, soil moisture and plant biomass production on ecosystem respiration in a northern temperate grassland. *Agricultural and Forest Meteorology* 130, 237-253.
- Flanagan, L.B., Wever, L.A., Carlson, P.J., 2002. Seasonal and interannual variation in carbon dioxide exchange and carbon balance in a northern temperate grassland. *Global Change Biology* 8, 599-615.
- Flesch, T.K., 1996. The footprint for flux measurements, from backward Lagrangian stochastic models. *Boundary-Layer Meteorology* 78, 399-404.
- Foken, T., Leclerc, M.Y., 2004. Methods and limitations in validation of footprint models. *Agricultural and Forest Meteorology* 127, 223-234.
- Foken, T., Skeib, G., Richter, S.H., 1991. Dependence of the integral turbulence characteristics on the stability of stratification and their use for Doppler-Sodar measurements. *Z. Meteorol.*, 41:311-315.
- Foken, T., Wichura, B., 1996. Tools for quality assessment of surface-based flux measurements. *Agricultural and Forest Meteorology* 78, 83-105.
- Franzluebbers, K., Franzluebbers, A.J., Jawson, M.D., 2002. Environmental controls on soil and whole-ecosystem respiration from a tallgrass prairie. *Soil Science Society of America Journal* 66, 254-262.
- Fu, Y.L., Yu, G.R., Sun, X.M., Li, Y.N., Wen, X.F., Zhang, L.M., Li, Z.Q., Zhao, L., Hao, Y.B., 2006. Depression of net ecosystem CO₂ exchange in semi-arid *Leymus chinensis* steppe and alpine shrub. *Agricultural and Forest Meteorology* 137, 234-244.
- Fuehrer, P.L., Friehe, C.A., 2002. Flux corrections revisited. *Boundary-Layer Meteorology* 102, 415-457.

- Garratt, J.R., 1992. The atmospheric boundary layer. Cambridge University Press, Cambridge.
- Gash, J.H.C., 1986. A note on estimating the effect of a limited fetch on micrometeorological evaporation measurements. *Boundary-Layer Meteorology* 35, 409-413.
- Giardina, C.P., Binkley, D., Ryan, M.G., Fownes, J.H., Senock, R.S., 2004. Belowground carbon cycling in a humid tropical forest decreases with fertilization. *Oecologia* 139, 545-550.
- Gill, 2002. Omnidirectional R3-50 research ultrasonic anemometer - user manual. Gill inst., Lymington, Hampshire, UK.
- Gilmanov, T.G., Soussana, J.F., Aires, L., Allard, V., Ammann, C., Balzarolo, M., Barcza, Z., Bernhofer, C., Campbell, C.L., Cernusca, A., Cescatti, A., Clifton-Brown, J., Dirks, B.O.M., Dore, S., Eugster, W., Fuhrer, J., Gimeno, C., Gruenwald, T., Haszpra, L., Henses, A., Ibrom, A., Jacobs, A.F.G., Jones, M.B., Lanigan, G., Laurila, T., Lohila, A., Manca, G., Marcolla, B., Nagy, Z., Pilegaard, K., Pinter, K., Pio, C., Raschi, A., Rogiers, N., Sanz, M.J., Stefani, P., Sutton, M., Tuba, Z., Valentini, R., Williams, M.L., Wohlfahrt, G., 2007. Partitioning European grassland net ecosystem CO₂ exchange into gross primary productivity and ecosystem respiration using light response function analysis. *Agriculture Ecosystems and Environment* 121, 93-120.
- Gockede, M., Markkanen, T., Hasager, C.B., Foken, T., 2006. Update of a footprint-based approach for the characterisation of complex measurement sites. *Boundary-Layer Meteorology* 118, 635-655.
- Gockede, M., Rebmann, C., Foken, T., 2004. A combination of quality assessment tools for eddy covariance measurements with footprint modelling for the characterisation of complex sites. *Agricultural and Forest Meteorology* 127, 175-188.
- Goeckede, M., 2005. Comunicação pessoal.
- Goldstein, A.H., Hultman, N.E., Fracheboud, J.M., Bauer, M.R., Panek, J.A., Xu, M., Qi, Y., Guenther, A.B., Baugh, W., 2000. Effects of climate variability on the carbon dioxide, water, and sensible heat fluxes above a ponderosa pine plantation in the Sierra Nevada (CA). *Agricultural and Forest Meteorology* 101, 113-129.

- Goudriaan, J., 1995. Global carbon cycle and carbon sequestration. In: M.A. Beran (Editor), Carbon Sequestration in the Biosphere - Processes and Prospects. Global Environmental Change (vol. 33). Springer, Berlin, pp. 3-18.
- Goulden, M.L., 1996. Carbon assimilation and water-use efficiency by neighboring Mediterranean-climate oaks that differ in water access. *Tree Physiology* 16, 417-424.
- Griffis, T.J., Black, T.A., Morgenstern, K., Barr, A.G., Nesic, Z., Drewitt, G.B., Gaumont-Guay, D., McCaughey, J.H., 2003. Ecophysiological controls on the carbon balances of three southern boreal forests. *Agricultural and Forest Meteorology* 117, 53-71.
- Gu, L.H., Falge, E.M., Boden, T., Baldocchi, D.D., Black, T.A., Saleska, S.R., Suni, T., Verma, S.B., Vesala, T., Wofsy, S.C., Xu, L.K., 2005a. Objective threshold determination for nighttime eddy flux filtering. *Agricultural and Forest Meteorology* 128, 179-197.
- Gu, S., Tang, Y.H., Cui, X.Y., Kato, T., Du, M.Y., Li, Y.N., Zhao, X.Q., 2005b. Energy exchange between the atmosphere and a meadow ecosystem on the Qinghai-Tibetan Plateau. *Agricultural and Forest Meteorology* 129, 175-185.
- Harper, C.W., Blair, J.M., Fay, P.A., Knapp, A.K., Carlisle, J.D., 2005. Increased rainfall variability and reduced rainfall amount decreases soil CO₂ flux in a grassland ecosystem. *Global Change Biology* 11, 322-334.
- Heusinkveld, B.G., Jacobs, A.F.G., Holtslag, A.A.M., Berkowicz, S.M., 2004. Surface energy balance closure in an arid region: role of soil heat flux. *Agricultural and Forest Meteorology* 122, 21-37.
- Hogberg, P., Nordgren, A., Buchmann, N., Taylor, A.F.S., Ekblad, A., Hogberg, M.N., Nyberg, G., Ottosson-Lofvenius, M., Read, D.J., 2001. Large-scale forest girdling shows that current photosynthesis drives soil respiration. *Nature* 411, 789-792.
- Hogstrom, U., 1988. Non-dimensional wind and temperature profiles in the atmospheric surface-layer: A re-evaluation. *Boundary-Layer Meteorology* 42, 55-78.
- Holechek, J.L., Pieper, R.D., Herbel, C.H., 1989. Range Management Principles and Practices. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ.

- Hollinger, D.Y., Goltz, S.M., Davidson, E.A., Lee, J.T., Tu, K., Valentine, H.T., 1999. Seasonal patterns and environmental control of carbon dioxide and water vapour exchange in an ecotonal boreal forest. *Global Change Biology* 5, 891-902.
- Holtslag, A.A.M., Debruin, H.A.R., 1988. Applied modeling of the nighttime surface-energy balance over land. *Journal of Applied Meteorology* 27, 689-704.
- Horst, T.W., 1999. The footprint for estimation of atmosphere-surface exchange fluxes by profile techniques. *Boundary-Layer Meteorology* 90, 171-188.
- Horst, T.W., 2001. Comment on 'Footprint analysis: A closed analytical solution based on height-dependent profiles of wind speed and eddy viscosity'. *Boundary-Layer Meteorology* 101, 435-447.
- Horst, T.W., Weil, J.C., 1992. Footprint Estimation for Scalar Flux Measurements in the Atmospheric Surface-Layer. *Boundary-Layer Meteorology* 59, 279-296.
- Horst, T.W., Weil, J.C., 1994. How Far Is Far Enough - the Fetch Requirements for Micrometeorological Measurement of Surface Fluxes. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 11, 1018-1025.
- Huang, B., Duncan, R.R., Carrow, R.N., 1997. Drought-resistance mechanisms of seven warm-season turfgrasses under surface soil drying .1. Shoot response. *Crop Science* 37, 1858-1863.
- Humphreys, E.R., Black, T.A., Ethier, G.J., Drewitt, G.B., Spittlehouse, D.L., Jork, E.M., Nesic, Z., Livingston, N.J., 2003. Annual and seasonal variability of sensible and latent heat fluxes above a coastal Douglas-fir forest, British Columbia, Canada. *Agricultural and Forest Meteorology* 115, 109-125.
- Hunt, J.E., Kelliher, F.M., McSeveny, T.M., Byers, J.N., 2002. Evaporation and carbon dioxide exchange between the atmosphere and a tussock grassland during a summer drought. *Agricultural and Forest Meteorology* 111, 65-82.
- Hunt, J.E., Kelliher, F.M., McSeveny, T.M., Ross, D.J., Whitehead, D., 2004. Long-term carbon exchange in a sparse, seasonally dry tussock grassland. *Global Change Biology* 10, 1785-1800.
- Huxman, T.E., Snyder, K.A., Tissue, D., Leffler, A.J., Ogle, K., Pockman, W.T., Sandquist, D.R., Potts, D.L., Schwinning, S., 2004. Precipitation pulses and carbon fluxes in semiarid and arid ecosystems. *Oecologia* 141, 254-268.

- Idso, S.B., Aase, J.K., Jackson, R.D., 1975. Net radiation-soil heat flux relations as influenced by soil water content variations. *Boundary-Layer Meteorology* 9, 113-122.
- INMG, 1991. O Clima de Portugal. Normais climatológicas da região de Alentejo e Algarve, correspondentes a 1951–1980, Fascículo XLIX, vol. 4–4a região. Instituto Nacional de Meteorologia e Geofísica, Lisboa, Portugal, 98 pp.
- Janssens, I.A., Lankreijer, H., Matteucci, G., Kowalski, A.S., Buchmann, N., Epron, D., Pilegaard, K., Kutsch, W., Longdoz, B., Grunwald, T., Montagnani, L., Dore, S., Rebmann, C., Moors, E.J., Grelle, A., Rannik, U., Morgenstern, K., Oltchev, S., Clement, R., Gudmundsson, J., Minerbi, S., Berbigier, P., Ibrom, A., Moncrieff, J., Aubinet, M., Bernhofer, C., Jensen, N.O., Vesala, T., Granier, A., Schulze, E.D., Lindroth, A., Dolman, A.J., Jarvis, P.G., Ceulemans, R., Valentini, R., 2001. Productivity overshadows temperature in determining soil and ecosystem respiration across European forests. *Global Change Biology* 7, 269-278.
- Jarvis, P.G., Mcnaughton, K.G., 1986. Stomatal Control of Transpiration - Scaling up from Leaf to Region. *Advances in Ecological Research* 15, 1-49.
- Jarvis, P.G., Morrison, J.I.L., 1981. The control of transpiration and photosynthesis by the stomata. In: P.G. Jarvis, T.A. Mansfield (Editors), *Stomatal Physiology*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 247-279.
- Jarvis, P.G., Rey, A., Petsikos, C., Wingate, L., Rayment, M., Pereira, J.S., Banz, J., David, J.S., Miglietta, F., Borgetti, M., Manca, G., Valentini, R., 2007. Drying and wetting of soils stimulates decomposition and carbon dioxide emission: the "Birch Effect". *Tree Physiology* 27, 929-940.
- Jones, H.G., 1992. *Plants and Microclimate: A Quantitative Approach to Environmental Plant Physiology*. Cambridge University Press, Cambridge, 426 p pp.
- Kaimai, J.C., Gaynor, J.E., 1991. Another Look at Sonic Thermometry. *Boundary-Layer Meteorology* 56, 401-410.
- Kaimal, J.C., Finnigan, J.J., 1994. *Atmospheric boundary layer*. Oxford University Press, Oxford.
- Kappen, L., Schultz, G., Vanselow, R., 1994. Direct observations of stomatal movements. In: E.D. Schulze, M.M. Caldwell (Editors), *Ecophysiology of Photosynthesis*. Ecological Studies 100. Springer-Verlag, Heidelberg, pp. 231 - 246.

- Kato, T., Tang, Y.H., Gu, S., Cui, X.Y., Hirota, M., Du, M.Y., Li, Y.N., Zhao, Z.Q., Oikawa, T., 2004. Carbon dioxide exchange between the atmosphere and an alpine meadow ecosystem on the Qinghai-Tibetan Plateau, China. *Agricultural and Forest Meteorology* 124, 121-134.
- Kelliher, F.M., Leuning, R., Schulze, E.D., 1993. Evaporation and Canopy Characteristics of Coniferous Forests and Grasslands. *Oecologia* 95, 153-163.
- Kljun, N., Rotach, M.W., Schmid, H.P., 2002. A three-dimensional backward lagrangian footprint model for a wide range of boundary-layer stratifications. *Boundary-Layer Meteorology* 103, 205-226.
- Knapp, A.K., Smith, M.D., 2001. Variation among biomes in temporal dynamics of aboveground primary production. *Science* 291, 481-484.
- Kolle, O., Rebmann, C., 2007. Eddysoft - Documentation of a Software Package to Acquire and Process Eddy Covariance Data. Technical Reports - Max-Planck-Institut für Biogeochemie 10, 88 pp.
- Kowalski, S., Sartore, M., Burlett, R., Berbigier, P., Loustau, D., 2003. The annual carbon budget of a French pine forest (*Pinus pinaster*) following harvest. *Global Change Biology* 9, 1051-1065.
- Kristensen, L., Fitzjarrald, D., 1984. The effect of line averaging on scalar flux measurements with a sonic anemometer near the surface. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 1, 138-146.
- Kristensen, L., Mann, J., Oncley, S.P., Wyngaard, J.C., 1997. How close is close enough when measuring scalar fluxes with displaced sensors? *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 14, 814-821.
- Kumagai, T., Saitoh, T.M., Sato, Y., Morooka, T., Manfroi, O.J., Kuraji, K., Suzuki, M., 2004. Transpiration, canopy conductance and the decoupling coefficient of a lowland mixed dipterocarp forest in Sarawak, Borneo: dry spell effects. *Journal of Hydrology* 287, 237-251.
- Kustas, W.P., Daughtry, C.S.T., 1990. Estimation of the Soil Heat-Flux Net-Radiation Ratio from Spectral Data. *Agricultural and Forest Meteorology* 49, 205-223.
- Law, B.E., Falge, E., Gu, L., Baldocchi, D.D., Bakwin, P., Berbigier, P., Davis, K., Dolman, A.J., Falk, M., Fuentes, J.D., Goldstein, A., Granier, A., Grelle, A., Hollinger, D., Janssens, I.A., Jarvis, P., Jensen, N.O., Katul, G., Mahli, Y.,

- Matteucci, G., Meyers, T., Monson, R., Munger, W., Oechel, W., Olson, R., Pilegaard, K., Paw, K.T., Thorgeirsson, H., Valentini, R., Verma, S., Vesala, T., Wilson, K., Wofsy, S., 2002. Environmental controls over carbon dioxide and water vapor exchange of terrestrial vegetation. *Agricultural and Forest Meteorology* 113, 97-120.
- Lecain, D.R., Morgan, J.A., Schuman, G.E., Reeder, J.D., Hart, R.H., 2000. Carbon exchange rates in grazed and ungrazed pastures of Wyoming. *Journal of Range Management* 53, 199-206.
- LeCain, D.R., Morgan, J.A., Schuman, G.E., Reeder, J.D., Hart, R.H., 2002. Carbon exchange and species composition of grazed pastures and exclosures in the shortgrass steppe of Colorado. *Agriculture Ecosystems & Environment* 93, 421-435.
- Leclerc, M.Y., Shen, S.H., Lamb, B., 1997. Observations and large-eddy simulation modeling of footprints in the lower convective boundary layer. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* 102, 9323-9334.
- Lee, M.S., Nakane, K., Nakatsubo, T., Koizumi, H., 2005. The importance of root respiration in annual soil carbon fluxes in a cool-temperate deciduous forest. *Agricultural and Forest Meteorology* 134, 95-101.
- Leegood, R.C., 1996. Primary photosynthate production: physiology and metabolism. In: E. Zamski, A. Schaffer (Editors), *Photoassimilate Distribution in Plants and Crops: Source-Sink Relationships*. Marcel Dekker Inc., New York, pp. 21-41.
- Li-Cor, 2004. LI-7500 instruction manual. Li-cor inc., Lincoln, Nebraska, USA.
- Li, S.G., Asanuma, J., Eugster, W., Kotani, A., Liu, J.J., Urano, T., Oikawa, T., Davaa, G., Oyunbaatar, D., Sugita, M., 2005. Net ecosystem carbon dioxide exchange over grazed steppe in central Mongolia. *Global Change Biology* 11, 1941-1955.
- Li, S.G., Eugster, W., Asanuma, J., Kotani, A., Davaa, G., Oyunbaatar, D., Sugita, M., 2006. Energy partitioning and its biophysical controls above a grazing steppe in central Mongolia. *Agricultural and Forest Meteorology* 137, 89-106.
- Liebenthal, C., Foken, T., 2003. On the significance of the Webb correction to fluxes. *Boundary-Layer Meteorology* 109, 99-106.

- Liski, J., Ilvesniemi, H., Makela, A., Westman, C.J., 1999. CO₂ emissions from soil in response to climatic warming are overestimated - The decomposition of old soil organic matter is tolerant of temperature. *Ambio* 28, 171-174.
- Liu, H.P., Peters, G., Foken, T., 2001. New equations for sonic temperature variance and buoyancy heat flux with an omnidirectional sonic anemometer. *Boundary-Layer Meteorology* 100, 459-468.
- Lloyd, C.R., 1995. The Effect of Heterogeneous Terrain on Micrometeorological Flux Measurements - a Case-Study from Hapex-Sahel. *Agricultural and Forest Meteorology* 73, 209-216.
- Lloyd, J., Taylor, J.A., 1994. On the Temperature-Dependence of Soil Respiration. *Functional Ecology* 8, 315-323.
- Losch, R., Tenhunen, J.D., 1981. Stomatal responses to humidity - phenomenon and mechanism. In: P.G. Jarvis, T.A. Mansfield (Editors), *Stomatal physiology*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 137-162.
- Loustau, D., Berbigier, P., Roumagnac, P., ArrudaPacheco, C., David, J.S., Ferreira, M.I., Pereira, J.S., Tavares, R., 1996. Transpiration of a 64-year-old maritime pine stand in Portugal .1. Seasonal course of water flux through maritime pine. *Oecologia* 107, 33-42.
- Mamolos, A.P., Veresoglou, D.S., Noitsakis, V., Gerakis, A., 2001. Differential drought tolerance of five coexisting plant species in Mediterranean lowland grasslands. *Journal of Arid Environments* 49, 329-341.
- Mansfield, T.A., 1985. Porosity at a Price: the control of stomatal conductance in relation to photosynthesis. In: J. Barber, N.R. Baker (Editors), *Photosynthetic Mechanisms and the Environment*. Elsevier Science Publishers, Amsterdam, pp. 419-452.
- Marcolla, B., Cescatti, A., Montagnani, L., Manca, G., Kerschbaumer, G., Minerbi, S., 2005. Importance of advection in the atmospheric CO₂ exchanges of an alpine forest. *Agricultural and Forest Meteorology* 130, 193-206.
- Markkanen, T., Rannik, U., Marcolla, B., Cescatti, A., Vesala, T., 2003. Footprints and fetches for fluxes over forest canopies with varying structure and density. *Boundary-Layer Meteorology* 106, 437-459.
- Massman, W., Clement, R., 2004. Uncertainty in Eddy Covariance Flux Estimates Resulting from Spectral Attenuation

- In: X. Lee, W. Massman, B. Law (Editors), Handbook of Micrometeorology. Kluwer Academic Publishers, London.
- Massman, W.J., 2000. A simple method for estimating frequency response corrections for eddy covariance systems. *Agricultural and Forest Meteorology* 104, 185-198.
- Massman, W.J., Lee, X., 2002. Eddy covariance flux corrections and uncertainties in long-term studies of carbon and energy exchanges. *Agricultural and Forest Meteorology* 113, 121-144.
- Mathes, K., Schriefer, T., 1985. Soil Respiration during Secondary Succession - Influence of Temperature and Moisture. *Soil Biology & Biochemistry* 17, 205-211.
- McMillen, R.T., 1988. An Eddy-Correlation Technique with Extended Applicability to Non-Simple Terrain. *Boundary-Layer Meteorology* 43, 231-245.
- Mestre, A.M.R., 2002. Fluxos de momento, massa e energia na camada limite atmosférica em montado de sobro, Universidade Técnica de Lisboa - Instituto Superior Técnico, Lisboa.
- Meyers, T.P., 2001. A comparison of summertime water and CO₂ fluxes over rangeland for well watered and drought conditions. *Agricultural and Forest Meteorology* 106, 205-214.
- Milyukova, I.M., Kolle, O., Varlagin, A.V., Vygodskaya, N.N., Schulze, E.D., Lloyd, J., 2002. Carbon balance of a southern taiga spruce stand in European Russia. *Tellus Series B-Chemical and Physical Meteorology* 54, 429-442.
- Miranda, P.M.A., Coelho, F.E.S., Tomé, A.R., Valente, M.A., Carvalho, A., Pires, C., Pires, H.O., Pires, V.C., Ramalho, C., 2002. 20th century Portuguese Climate and Climate Scenarios. In: F.D. Santos, K. Forbes, R. Moita (Editors), *Climate Change in Portugal: Scenarios, Impacts and Adaptation Measures (SIAM Project)*. Gradiva, pp. 23-83.
- Moncrieff, J.B., Massheder, J.M., deBruin, H., Elbers, J., Friborg, T., Heusinkveld, B., Kabat, P., Scott, S., Soegaard, H., Verhoef, A., 1997. A system to measure surface fluxes of momentum, sensible heat, water vapour and carbon dioxide. *Journal of Hydrology* 189, 589-611.
- Monteith, J.L., 1965. Evaporation and environment. In: G.E. Fogg (Editor), *The state and movement of water in living organisms*. Academic Press, New York, pp. 205-234.

- Monteith, J.L., Unsworth, M.H., 1990. Principles of Environmental Physics, 2nd edition. Chapman and Hall, New York, USA.
- Mooney, H.A., 1972. The carbon balance of plants. *Annual Review of Ecology and Systematics* 3, 315-346.
- Moore, C.J., 1986. Frequency-Response Corrections for Eddy-Correlation Systems. *Boundary-Layer Meteorology* 37, 17-35.
- Nagy, Z., Pintér, K., Czóbel, S., Balogh, J., Horváth, L., Fóti, S., Barcza, Z., Weidinger, T., Csintalan, Z., Dinh, N.Q., Grosz, B., Tuba, Z., 2007. The carbon budget of semi-arid grassland in a wet and a dry year in Hungary. *Agriculture Ecosystems & Environment*, doi:10.1016/j.agee.2006.12.003.
- Novick, K.A., Stoy, P.C., Katul, G.G., Ellsworth, D.S., Siqueira, M.B.S., Juang, J., Oren, R., 2004. Carbon dioxide and water vapor exchange in a warm temperate grassland. *Oecologia* 138, 259-274.
- Ogren, W.L., 1994. Energy Utilization by Photorespiration. In: N.E. Tolbert, J. Preiss (Editors), *Photosynthetic carbon metabolism and regulation of atmospheric carbon dioxide and oxygen*. Oxford University Press, New York, pp. 115-125.
- Oke, T.R., 1987. *Boundary layer climates*. Routledge, London.
- Papale, D., Reichstein, M., Aubinet, M., Canfora, E., Bernhofer, C., Kutsch, W., Longdoz, B., Rambal, S., Valentini, R., Vesala, T., Yakir, D., 2006. Towards a standardized processing of Net Ecosystem Exchange measured with eddy covariance technique: algorithms and uncertainty estimation. *Biogeosciences* 3, 571-583.
- Paruelo, J.M., Lauenroth, W.K., Burke, I.C., Sala, O.E., 1999. Grassland precipitation-use efficiency varies across a resource gradient. *Ecosystems* 2, 64-68.
- Peixoto, J.P., Oort, A.H., 1991. *Physics of climate*. American Institute of Physics, New York.
- Pereira, J.S., David, J.S., David, T.S., Caldeira, M.C., Chaves, M.M., 2004. Carbon and water fluxes in Mediterranean-type ecosystems - constraints and adaptations. In: K. Esser, U. Lüttge, W. Beyschlag, J. Murata (Editors), *Progress in botany*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, pp. 467-498.
- Preiss, J., 1994. Regulation of the C₃ reductive cycle and carbohydrate synthesis. In: N.E. Tolbert, J. Preiss (Editors), *Photosynthetic carbon metabolism and regulation of*

- atmospheric carbon dioxide and oxygen. Oxford University Press, New York, pp. 93-102.
- Priestley, C.H.B., Taylor, R.J., 1972. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Monthly Weather Review* 100, 81-92.
- Raich, J.W., Tufekcioglu, A., 2000. Vegetation and soil respiration: Correlations and controls. *Biogeochemistry* 48, 71-90.
- Rannik, U., Aubinet, M., Kurbanmuradov, O., Sabelfeld, K.K., Markkanen, T., Vesala, T., 2000. Footprint analysis for measurements over a heterogeneous forest. *Boundary-Layer Meteorology* 97, 137-166.
- Rannik, U., Markkanen, T., Raittila, J., Hari, P., Vesala, T., 2003. Turbulence statistics inside and over forest: Influence on footprint prediction. *Boundary-Layer Meteorology* 109, 163-189.
- Raupach, M.R., 1998. Influences of local feedbacks on land-air exchanges of energy and carbon. *Global Change Biology* 4, 477-494.
- Rebmann, C., Gockede, M., Foken, T., Aubinet, M., Aurela, M., Berbigier, P., Bernhofer, C., Buchmann, N., Carrara, A., Cescatti, A., Ceulemans, R., Clement, R., Elbers, J.A., Granier, A., Grunwald, T., Guyon, D., Havrankova, K., Heinesch, B., Knohl, A., Laurila, T., Longdoz, B., Marcolla, B., Markkanen, T., Miglietta, F., Moncrieff, J., Montagnani, L., Moors, E., Nardino, M., Ourcival, J.M., Rambal, S., Rannik, U., Rotenberg, E., Sedlak, P., Unterhuber, G., Vesala, T., Yakir, D., 2005. Quality analysis applied on eddy covariance measurements at complex forest sites using footprint modelling. *Theoretical and Applied Climatology* 80, 121-141.
- Rees, A.A., 1994. Plant respiration and the concentration of atmospheric CO₂. In: N.E. Tolbert, J. Preiss (Editors), *Photosynthetic carbon metabolism and regulation of atmospheric carbon dioxide and oxygen*. Oxford University Press, New York, pp. 149 - 156.
- Reichstein, M., Falge, E., Baldocchi, D., Papale, D., Aubinet, M., Berbigier, P., Bernhofer, C., Buchmann, N., Gilmanov, T., Granier, A., Grunwald, T., Havrankova, K., Ilvesniemi, H., Janous, D., Knohl, A., Laurila, T., Lohila, A., Loustau, D., Matteucci, G., Meyers, T., Miglietta, F., Ourcival, J.M., Pumpanen, J., Rambal, S., Rotenberg, E., Sanz, M., Tenhunen, J., Seufert, G., Vaccari, F., Vesala, T., Yakir, D., Valentini, R., 2005. On the separation of net ecosystem exchange into

- assimilation and ecosystem respiration: review and improved algorithm. *Global Change Biology* 11, 1424-1439.
- Reichstein, M., Papale, D., Valentini, R., Aubinet, M., Bernhofer, C., Knohl, A., Laurila, T., Lindroth, A., Moors, E., Pilegaard, K., Seufert, G., 2007. Determinants of terrestrial ecosystem carbon balance inferred from European eddy covariance flux sites. *Geophysical Research Letters* 34, L01402, doi:10.1029/2006GL027880.
- Reichstein, M., Tenhunen, J.D., Rouspard, O., Ourcival, J.M., Rambal, S., Dore, S., Valentini, R., 2002a. Ecosystem respiration in two Mediterranean evergreen Holm Oak forests: drought effects and decomposition dynamics. *Functional Ecology* 16, 27-39.
- Reichstein, M., Tenhunen, J.D., Rouspard, O., Ourcival, J.M., Rambal, S., Miglietta, F., Peressotti, A., Pecchiari, M., Tirone, G., Valentini, R., 2002b. Severe drought effects on ecosystem CO₂ and H₂O fluxes at three Mediterranean evergreen sites: revision of current hypotheses? *Global Change Biology* 8, 999-1017.
- Risch, A.C., Frank, D.A., 2006. Carbon dioxide fluxes in a spatially and temporally heterogeneous temperate grassland. *Oecologia* 147, 291-302.
- Rogiers, N., Eugster, W., Furger, M., Siegwolf, R., 2005. Effect of land management on ecosystem carbon fluxes at a subalpine grassland site in the Swiss Alps. *Theoretical and Applied Climatology* 80, 187-203.
- Rosset, M., Riedo, M., Grub, A., Geissmann, M., Fuhrer, J., 1997. Seasonal variation in radiation and energy balances of permanent pastures at different altitudes. *Agricultural and Forest Meteorology* 86, 245-258.
- Rovira, P., Vallejo, V.R., 1997. Organic carbon and nitrogen mineralization under Mediterranean climatic conditions: The effects of incubation depth. *Soil Biology & Biochemistry* 29, 1509-1520.
- Ruimy, A., Jarvis, P.G., Baldocchi, D.D., Saugier, B., 1995. CO₂ fluxes over plant canopies and solar radiation: a review. *Advances in Ecological Research* 26, 1-68.
- Ruppert, J., Mauder, M., Thomas, C., Luers, J., 2006. Innovative gap-filling strategy for annual SUMS of CO₂ net ecosystem exchange. *Agricultural and Forest Meteorology* 138, 5-18.
- Rustad, L.E., Huntington, T.G., Boone, R.D., 2000. Controls on soil respiration: Implications for climate change. *Biogeochemistry* 48, 1-6.

- Ryan, M.G., Law, B.E., 2005. Interpreting, measuring, and modeling soil respiration. *Biogeochemistry* 73, 3-27.
- Saigusa, N., Oikawa, T., Liu, S., 1998. Seasonal variations of the exchange of CO₂ and H₂O between a grassland and the atmosphere: An experimental study. *Agricultural and Forest Meteorology* 89, 131-139.
- Schmid, H.P., 1994. Source Areas for Scalars and Scalar Fluxes. *Boundary-Layer Meteorology* 67, 293-318.
- Schmid, H.P., 1997. Experimental design for flux measurements: matching scales of observations and fluxes. *Agricultural and Forest Meteorology* 87, 179-200.
- Schmid, H.P., Grimmond, C.S.B., Cropley, F., Offerle, B., Su, H.B., 2000. Measurements of CO₂ and energy fluxes over a mixed hardwood forest in the mid-western United States. *Agricultural and Forest Meteorology* 103, 357-374.
- Schmid, H.P., Oke, T.R., 1990. A Model to Estimate the Source Area Contributing to Turbulent Exchange in the Surface-Layer over Patchy Terrain. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 116, 965-988.
- Schotanus, P., Nieuwstadt, F.T.M., Debruin, H.A.R., 1983. Temperature-Measurement with a Sonic Anemometer and Its Application to Heat and Moisture Fluxes. *Boundary-Layer Meteorology* 26, 81-93.
- Schuepp, P.H., Leclerc, M.Y., Macpherson, J.I., Desjardins, R.L., 1990. Footprint prediction of scalar fluxes from analytical solutions of the diffusion equation. *Boundary-Layer Meteorology* 50, 353-373.
- Schulze, E.D., 2006. Biological control of the terrestrial carbon sink. *Biogeosciences* 3, 147-166.
- Schulze, E.D., Hall, A.E., 1982. Stomatal responses, water loss and CO₂ carbon dioxide assimilation rates of plants in contrasting environments. In: O.L. Lange, P.S. Nobel, C.B. Osmond, H. Ziegler (Editors), *Encyclopedia of plant physiology - physiological plant ecology*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 181-230.
- Schulze, E.D., Stitt, M., 1995. Mechanisms and controls of carbon flux, carbon fixation and allocation. In: M.A. Beran (Editor), *Carbon sequestration in the biosphere - Processes and prospects*. Global Environmental Change (vol. 33). Springer, Berlin, pp. 69-84.

- Schume, H., Hager, H., Jost, G., 2005. Water and energy exchange above a mixed European Beech - Norway Spruce forest canopy: a comparison of eddy covariance against soil water depletion measurement. *Theoretical and Applied Climatology* 81, 87-100.
- Schwinning, S., Ehleringer, J.R., 2001. Water use trade-offs and optimal adaptations to pulse-driven arid ecosystems. *Journal of Ecology* 89, 464-480.
- Scott, R.L., Edwards, E.A., Shuttleworth, W.J., Huxman, T.E., Watts, C., Goodrich, D.C., 2004. Interannual and seasonal variation in fluxes of water and carbon dioxide from a riparian woodland ecosystem. *Agricultural and Forest Meteorology* 122, 65-84.
- Sims, P.L., Bradford, J.A., 2001. Carbon dioxide fluxes in a southern plains prairie. *Agricultural and Forest Meteorology* 109, 117-134.
- Sims, P.L., Singh, J.S., 1978. Structure and Function of 10 Western North-American Grasslands .3. Net Primary Production, Turnover and Efficiencies of Energy Capture and Water-Use. *Journal of Ecology* 66, 573-597.
- Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Alley, R.B., Berntsen, T., Bindoff, N.L., Chen, Z., Chidthaisong, A., Gregory, J.M., G.C. Hegerl, Heimann, M., Hewitson, B., Hoskins, B.J., Joos, F., Jouzel, J., Kattsov, V., Lohmann, U., Matsuno, T., Molina, M., Nicholls, N., Overpeck, J., Raga, G., Ramaswamy, V., Ren, J., Rusticucci, M., Somerville, R., Stocker, T.F., Whetton, P., Wood, R.A., Wratt, D., 2007. Technical Summary. In: S. Solomon et al. (Editors), *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Soussana, J.F., Allard, V., Pilegaard, K., Ambus, P., Amman, C., Campbell, C., Ceschia, E., Clifton-Brown, J., Czobel, S., Domingues, R., Flechard, C., Fuhrer, J., Hensen, A., Horvath, L., Jones, M., Kasper, G., Martin, C., Nagy, Z., Neftel, A., Raschi, A., Baronti, S., Rees, R.M., Skiba, U., Stefani, P., Manca, G., Sutton, M., Tubaf, Z., Valentini, R., 2007. Full accounting of the greenhouse gas (CO₂, N₂O, CH₄) budget of nine European grassland sites. *Agriculture Ecosystems & Environment* 121, 121-134.
- Staebler, R.M., Fitzjarrald, D.R., 2004. Observing subcanopy CO₂ advection. *Agricultural and Forest Meteorology* 122, 139-156.

- Stull, R.B., 1988. An introduction to boundary layer meteorology. Atmospheric sciences library. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht ; Boston, xii, 666 p. pp.
- Suyker, A.E., Verma, S.B., Burba, G.G., 2003. Interannual variability in net CO₂ exchange of a native tallgrass prairie. *Global Change Biology* 9, 255-265.
- Swinbank, W.C., 1951. The measurement of vertical transfer of heat and water vapour by eddies in the lower atmosphere. *Journal of Atmospheric Sciences* 8, 135-145.
- Takle, E.S., Massman, W.J., Brandle, J.R., Schmidt, R.A., Zhou, X.H., Litvina, I.V., Garcia, R., Doyle, G., Rice, C.W., 2004. Influence of high-frequency ambient pressure pumping on carbon dioxide efflux from soil. *Agricultural and Forest Meteorology* 124, 193-206.
- Trumbore, S., 2000. Age of soil organic matter and soil respiration: Radiocarbon constraints on belowground C dynamics. *Ecological Applications* 10, 399-411.
- Turnipseed, A.A., Anderson, D.E., Blanken, P.D., Baugh, W.M., Monson, R.K., 2003. Airflows and turbulent flux measurements in mountainous terrain Part 1. Canopy and local effects. *Agricultural and Forest Meteorology* 119, 1-21.
- Twine, T.E., Kustas, W.P., Norman, J.M., Cook, D.R., Houser, P.R., Meyers, T.P., Prueger, J.H., Starks, P.J., Wesely, M.L., 2000. Correcting eddy-covariance flux underestimates over a grassland. *Agricultural and Forest Meteorology* 103, 279-300.
- Ugolini, F.C., Spaltenstein, H., 1992. Pedosphere. In: S.S. Butcher, R.J. Charlson, G.H. Orians, G.V. Wolfe (Editors), *Global Biogeochemical Cycles*. Academic Press, San Diego, pp. 123-153.
- Valente, F., David, J.S., Gash, J.H.C., 1997. Modelling interception loss for two sparse eucalypt and pine forests in central Portugal using reformulated Rutter and Gash analytical models. *Journal of Hydrology* 190, 141-162.
- Valentini, R., Gamon, J.A., Field, C.B., 1995. Ecosystem Gas-Exchange in a California Grassland - Seasonal Patterns and Implications for Scaling. *Ecology* 76, 1940-1952.
- van der Werf, A., 1996. Growth analysis and photoassimilate partitioning. In: E. Zamski, A. Schaffer (Editors), *Photoassimilate Distribution in Plants and Crops: Source-Sink Relationships*. Marcel Dekker Inc., New York, pp. 1-20.

- Verburg, P.S.J., Dam, D.v., Marinissen, J.C.Y., Westerhof, R., Breeman, N.V., 1995. The role of decomposition in C sequestration in ecosystems. In: M.A. Beran (Editor), Carbon Sequestration in the Biosphere - Processes and Prospects. Global Environmental Change (vol. 33). Springer, Berlin, pp. 85 -112.
- Verhoef, A., Allen, S.J., DeBruin, H.A.R., Jacobs, C.M.J., Heusinkveld, B.G., 1996. Fluxes of carbon dioxide and water vapour from a Sahelian savanna. Agricultural and Forest Meteorology 80, 231-248.
- Vickers, D., Mahrt, L., 1997. Quality control and flux sampling problems for tower and aircraft data. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology 14, 512-526.
- Vignolio, O.R., Biel, C., de Herralde, F., Araujo-Alves, J.P.L., Save, R., 2002. Growth of *Lotus creticus creticus* and *Cynodon dactylon* under two levels of irrigation. Australian Journal of Agricultural Research 53, 1375-1381.
- Vignolio, O.R., Biel, C., de Herralde, F., Araujo-Alves, J.P.L., Save, R., 2005. Use of water-stress tolerant *Lotus creticus* and *Cynodon dactylon* in soil revegetation on different slopes in a Mediterranean climate. Annales Botanici Fennici 42, 195-205.
- Waid, J.S., 1974. Decomposition of roots. In: C.H. Dickinson, G.J.F. Pugh (Editors), Biology of plant litter decomposition. Academic Press, London, pp. 175-211.
- Wan, S.Q., Luo, Y.Q., 2003. Substrate regulation of soil respiration in a tallgrass prairie: Results of a clipping and shading experiment. Global Biogeochemical Cycles 17, 1054, doi: 10.1029/2002GB001971.
- Wang, K.C., Wang, P.C., Liu, J.M., Sparrow, M., Haginoya, S., Zhou, X.J., 2005a. Variation of surface albedo and soil thermal parameters with soil moisture content at a semi-desert site on the western Tibetan Plateau. Boundary-Layer Meteorology 116, 117-129.
- Wang, W., Guo, J.X., Feng, J., Oikawa, T., 2006. Contribution of root respiration to total soil respiration in a *Leymus chinensis* (Trin.) Tzvel. grassland of northeast China. Journal of Integrative Plant Biology 48, 409-414.
- Wang, W., Ohse, K., Liu, J.J., Mo, W.H., Oikawa, T., 2005b. Contribution of root respiration to soil respiration in a C-3/C-4 mixed grassland. Journal of Biosciences 30, 507-514.

- Webb, E.K., Pearman, G.I., Leuning, R., 1980. Correction of Flux Measurements for Density Effects Due to Heat and Water-Vapor Transfer. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 106, 85-100.
- Webb, W., Szarek, S., Lauenroth, W., Kinerson, R., Smith, M., 1978. Primary Productivity and Water-Use in Native Forest, Grassland, and Desert Ecosystems. *Ecology* 59, 1239-1247.
- Wever, L.A., Flanagan, L.B., Carlson, P.J., 2002. Seasonal and interannual variation in evapotranspiration, energy balance and surface conductance in a northern temperate grassland. *Agricultural and Forest Meteorology* 112, 31-49.
- Wieringa, J., 1980. A revaluation of the Kansas mast influence on measurements of stress and cup anemometer over-speeding. *Boundary-Layer Meteorology* 18, 411-430.
- Wilczak, J.M., Oncley, S.P., Stage, S.A., 2001. Sonic anemometer tilt correction algorithms. *Boundary-Layer Meteorology* 99, 127-150.
- Williams, S.T., Gray, T.R.G., 1974. Decomposition of litter on the soil surface. In: C.H. Dickinson, G.J.F. Pugh (Editors), *Biology of plant litter decomposition*. Academic Press, London, pp. 611-632.
- Wilsey, B.J., Parent, G., Roulet, N.T., Moore, T.R., Potvin, C., 2002. Tropical pasture carbon cycling: relationships between C source/sink strength, above-ground biomass and grazing. *Ecology Letters* 5, 367-376.
- Wilson, J.D., Swaters, G.E., 1991. The Source Area Influencing a Measurement in the Planetary Boundary-Layer - the Footprint and the Distribution of Contact Distance. *Boundary-Layer Meteorology* 55, 25-46.
- Wilson, K., Goldstein, A., Falge, E., Aubinet, M., Baldocchi, D., Berbigier, P., Bernhofer, C., Ceulemans, R., Dolman, H., Field, C., Grelle, A., Ibrom, A., Law, B.E., Kowalski, A., Meyers, T., Moncrieff, J., Monson, R., Oechel, W., Tenhunen, J., Valentini, R., Verma, S., 2002. Energy balance closure at FLUXNET sites. *Agricultural and Forest Meteorology* 113, 223-243.
- Wingler, A., Lea, P.J., Quick, W.P., Leegood, R.C., 2000. Photorespiration: metabolic pathways and their role in stress protection. *Philosophical Transactions of the Royal Society B-Biological Sciences* 355, 1517-1529.
- Wohlfahrt, G., Anfang, C., Bahn, M., Haslwanter, A., Newesely, C., Schmitt, M., Drosler, M., Pfadenhauer, J., Cernusca, A., 2005. Quantifying nighttime ecosystem

- respiration of a meadow using eddy covariance, chambers and modelling. *Agricultural and Forest Meteorology* 128, 141-162.
- Wu, J., Brookes, P.C., 2005. The proportional mineralisation of microbial biomass and organic matter caused by air-drying and rewetting of a grassland soil. *Soil Biology & Biochemistry* 37, 507-515.
- Xu, L.K., Baldocchi, D.D., 2004. Seasonal variation in carbon dioxide exchange over a Mediterranean annual grassland in California. *Agricultural and Forest Meteorology* 123, 79-96.
- Xu, L.K., Baldocchi, D.D., Tang, J.W., 2004. How soil moisture, rain pulses, and growth alter the response of ecosystem respiration to temperature. *Global Biogeochemical Cycles* 18, GB4002.
- Yuste, J.C., Nagy, M., Janssens, I.A., Carrara, A., Ceulemans, R., 2005. Soil respiration in a mixed temperate forest and its contribution to total ecosystem respiration. *Tree Physiology* 25, 609-619.
- Zeng, N., Neelin, J.D., 2000. The role of vegetation-climate interaction and interannual variability in shaping the African savanna. *Journal of Climate* 13, 2665-2670.